Feinstratigraphische Untersuchungen an den erzführenden Schichten der Lagerstätte von Gorno (Bergamasker Alpen)

Raimund Vaché

1962.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546810_0002

FEINSTRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN ERZFÜHRENDEN SCHICHTEN DER LAGERSTÄTTE VON GORNO (BERGAMASKER ALPEN)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu

München

vorgelegt von

Raimund Vaché

aus

München

München

1962

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

1. Berichterstatter: Prof. Dr. A. Maucher
2. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung: 16.5.1962

Druck: Steinbauer u. Rau, München 2

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
Vorwort	1
A. Der geographische und geologische Rahmen des Arbeitsgebietes	2
B. I. Ältere Arbeiten	4
II. Spezielle Aufgabenstellung und Arbeitsmethoden	6
C. Das Profil der Sedimentgesteine	8
I. Petrographie und Lithologie	8
1. Der Obere Esinokalk	8
2. Der sog. "calcare rosso" und die "Esinobrekzie"	10
3. Der erzführende Oberste Esinokalk (Horizont A)	13
4. Die erzführenden "Übergangsschichten"	15
a) Horizont B	16
b) Horizont C	18
c) Horizont D	19
d) Der Grenzbereich Esino-Raibl in den übrigen Teilen der Bergamasker Alpen	20
5. Die erzführenden Unteren Raibler Schichten (Horizont E)	23
6. Die Höheren Raibler Schichten	24
II. Geochemie und Mineralogie	27
1. Das Kalk-Dolomitverhältnis	27
2. Der unlösliche Rückstand und die Verkieselung	29
III. Stratigraphie und Paläontologie	31
1. Die Fossilführung	31
2. Diskussion der Ladin/Karn-Grenze	34
D. Das Profil der Vulkanite	36
1. Die Porphyrite und Tuffe der tieferen ladinischen Schichtglieder	36
2. Die Tuffe und Tuffbrekzien des Oberen Esinokalkes	38

Seite

3. Die Tuffite und Porphyrite der erzführenden Schichtfolge (Oberster Esinokalk bis Untere Raibler Schichten) 42
4. Die Tuffe und Tuffite der Höheren Raibler Schichten 47
5. Die Gangporphyrite 48
6. Art und Tätigkeit des Triasvulkanismus 49

E. Die Paläogeographischen Verhältnisse 53
F. Das Profil der Vererzung 61

I. Die Form der Vererzung 61

1. Die Vererzten Störungen 62
2. Die Karstvererzungen 62
3. Die Schichtparallelen Vererzungen 62

II. Die räumliche Verteilung der Vererzung 66

1. Die Vertikalanordnung der Erzlager 67
2. Die Horizontalanordnung der Erzlager 68
a) Tektonische Analyse des Lagerstättenraumes 68
b) Zusammenhänge zwischen Tektonik und Lageranordnung 70

III. Die geochemisch-mineralogischen Verhältnisse 73

G. Zur Genese der Lagerstätte 77

1. Der Stand der Forschung und die Anschauungen bis 1958 77
2. Die genetischen Ergebnisse EHRENDREICHs 78
3. Genetische Folgerungen aus der eigenen Bearbeitung 79
4. Allgemeine Gedanken zur Genese der alpinen Blei-Zinklagerstätten 81

H. Zusammenfassung der Ergebnisse 83

Literaturverzeichnis 85

Tafeln 1 - 13

Anhang: Tafeln 14 - 36
Anlagen 1 - 3

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen eines Beratungsvertrages durchgeführt, den die A.M.M.I.spa (Roma) zur technischen und geologischen Entwicklung ihrer Gruben mit der Metallgesellschaft A.G. (Frankfurt) abgeschlossen hatte. Ich danke daher der Metallgesellschaft A.G. und besonders den Herrn der Bergbauabteilung, Dr. Wilke und Dr. Ehrendreich, für die tatkräftige persönliche und finanzielle Unterstützung und Förderung meiner Arbeit und für die freundliche Überlassung von Arbeitsunterlagen und Bildmaterial.

Weiter bin ich der Direktion und allen Herrn der Grube Gorno für ihr großzügiges Entgegenkommen während meines Geländeaufenthaltes und das große Verständnis, das meinen Arbeitsergebnissen entgegengebracht wurde, zu Dank verpflichtet. Mein besonderer Dank gilt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Maucher, der mir diese Arbeitsmöglichkeit vermittelt hatte und durch lebhafte Anteilnahme an Geländetätigkeit und Ausarbeitung meine Arbeit wesentlich förderte.

Die erste Orientierung und die technischen Vorarbeiten fanden im September 1959 statt. Die Profilnahme in Unter- und Obertageaufschlüssen und mehrere weiträumige Begehungen der anschließenden Bergamasker Kalkalpen erfolgten dann von April bis November 1960. Im Laufe des Jahres 1961 wurden die Geländeergebnisse im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München ausgewertet.

Der Zweck des Entwicklungsauftrages, den die Metallgesellschaft A.G. in den Gruben der A.M.M.I.spa durchführte, war eine gründliche geologische und lagerstättenkundliche Durchleuchtung des gesamten Lagerstättenbezirkes. Daraus sollten dann geeignete Methoden zur weiteren Prospektierung abgeleitet werden. Die Leitung dieses Vorhabens, das infolge völlig mangelhafter, älterer Unterlagen einer Erstbearbeitung gleichkam, lag in Händen von Herrn Dr. H. Ehrendreich, für dessen freundschaftliche Zusammenarbeit ich an dieser Stelle nochmals danken will. Meine Aufgabe war es, die Feinstratigraphie des erzführenden Sedimentkomplexes mit den darin vorkommenden vulkanischen Gesteinen zu untersuchen und die Erzverteilung innerhalb desselben klarzustellen.

A. Der geographische und geologische Rahmen des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet mit der Lagerstätte Gorno liegt im zentralen Teil der Bergamasker Kalkalpen (Prealpi orobie), etwa 30 km nördlich der Stadt Bergamo (siehe Übersichtskarte, Tafel 6). Aus der E-W verlaufenden Kette der Südalpen schneiden die Quertäler des Serio (Val Seriana) im Osten und Brembo (Val Brembana) im Westen einen Streifen von ca. 20 km Breite heraus, der etwa der streichenden Ausdehnung der Lagerstätte entspricht. Die Begrenzung nach Norden ergibt eine Gebirgskette aus unter- und mitteltriassischen Kalken, deren höchsten Gipfel der Pizzo Arera mit 2512 m darstellt. Nach Süden zu bilden die Massive des obertriassischen Hauptdolomits (Monte Alben, 2020 m u.a.) die heutige Grenze des Grubengebietes. Zwischen diesen Aufragungen liegt das erzführende Gebiet, dem Generalstreichen der Schichten folgend, als E-W verlaufende Senke (s. Tafel 14). Sie wurde in den weichen mitteltriassischen Raibler Schichten durch die Tätigkeit kurzer, reißender Längsflüsse, wie des Riso (nach Osten zum Serio entwässernd) und der Parina (nach Westen dem Brembo zufließend) angelegt. Die Wasserscheide zwischen Serio und Brembo ergab hierbei eine Querteilung des Gebietes in einen östlichen und westlichen Lagerstättenbezirk, zwischen welchen der Colle di Zambla (1250 m) als niedrigster Übergang vermittelt.

Dieses so umgrenzte Gebiet befindet sich als Konzession zum größten Teil in Händen der A.M.M.I. spa.; nur ein geringer Teil im Westen beiderseits des Val Brembana wird von der Soc.Mineraria Praealpina ausgebeutet. Wenn auch die eigentlichen Spezialaufnahmen nur im Grubengebiet der A.M.M.I. spa. stattfanden, so wurde mir doch der gesamte erzhöffige und z.T. auch erzführende Bereich der Bergamasker Kalkalpen zwischen dem Ogliotal und dem Comer See durch Übersichtsbegehungen bekannt und konnte im Rahmen dieser Arbeit berücksichtigt werden. Neben den Gruben der A.M.M.I.spa. und der Soc.Min. Praealpina stehen z.Zt. nur noch die Baryt-Bleiglanzgrube auf den Piani di Resinelli oberhalb Lecco und die Flußspat-Zinkblendemine am Pizzo di Presolana nahe dem Rifugio di Albani in Betrieb.

In lagerstättenkundlicher Hinsicht stellen die Bleizinklagerstätten der Bergamasker Alpen, mit Gorno als größter von ihnen, Vertreter der horizontgebundenen Vererzungen in Triassedimenten dar, die in den nördlichen und südlichen Kalkalpen überaus häufig anzutreffen

sind. Die größten Erzkonzentrationen in den Südalpen wie die von Mies, Bleiberg-Kreuth, Raibl und Gorno finden sich in oberladinischen Kalken und z.T. noch in unterkarnischen Schiefern, also an der Grenze Ladin/Karn. Dagegen haben die Vererzungen im mittleren alpinen Muschelkalk (besonders im Gebiet von Auronzo) nur geringere Bedeutung.

Die Trias der Bergamasker Alpen ist in der sog. Lombardischen Fazies ausgebildet. Folgende Tabelle zeigt die Schichtfolge mit ihrer mittleren Mächtigkeit:

Rät	Rätkalke	250 m
Nor	Hauptdolomit	1200 m
Karn	Raibler Schichten	500 m
	Metallifero	50 - 75 m
Ladin	Esinokalk bzw. dolomit	
	Wengener Schichten	800 m
	Buchensteiner Schichten	
Anis	Alpiner Muschelkalk	250 m
Skyth	Werfener Schichten	
	Servino	200 m
Perm	Verucano Collio	

Ein bemerkenswerter Unterschied dieser Lombardischen Fazies gegenüber der Dolomitenfazies und der nordalpinen Fazies ist das verbreitete Auftreten eines faziellen Übergangsbereiches ("Metallifero" genannt) zwischen dem rein karbonatischen Esino und den tonig-mergeligen Raibler Schichten, während in den anderen alpinen Bereichen kalkige und tonige Fazies mit scharfer Grenze aufeinanderfolgen.

B. I. Ältere Arbeiten

Die erste moderne Kartierung der Bergamasker Alpen im Maßstab 1 : 100 000 erfolgte 1895 - 1901 durch PORRO (1903). Zuvor hatten sich einige Autoren mit der Klärung von Einzelproblemen befaßt, so STOPPANI (1860 - 65) und andere Italiener mit der stratigraphischen Einordnung von Schichtgliedern auf Grund von Fossilfunden, GÜMBEL (1880) mit den Lagerungsverhältnissen und einigen magmatischen Gesteinen und schließlich hatte DEECKE (1885) die Kenntnis der Raibler Schichten bedeutend erweitert und vertieft.

Von bergbaulicher Seite begann man 1876 mit der Untersuchung der Erzvorkommen im Raum von Gorno und dehnte die Prospektion und Schürftätigkeit bis zum Ende des 19.Jahrhunderts allmählich über die ganzen Bergamasker Alpen aus. Über die Ergebnisse und den beginnenden Bergbau berichtete BERTOLIO (1897). Auf diesen Vorarbeiten aufbauend kam PORRO anläßlich seiner Kartierung zu der Erkenntnis, daß die Blei-Zinkvererzung stets in einem bestimmten geologischen Horizont an der Grenze Ladin/Karn zu finden sei. Er schied ihn daher als selbstständige Einheit aus und gab ihm, weil erzführend, den Namen "Metallifero". Die genaue stratigraphische Stellung ließ er infolge Fossilmangels ungeklärt.

1926 begann die Neuaufnahme der gesamten Bergamasker Alpen durch Studenten der Universität Leiden unter der Leitung von Prof. ESCHER. Sie erfolgte im Maßstab 1 : 25 000 und dauerte bis 1939. Im Jahre 1949 brachten L.U. de SITTER und C.M. de SITTER-KOOMANS eine Zusammenfassung dieser Arbeiten mit einer Karte vom Maßstab 1 : 50 000 heraus. Mit dem Problem des "Metallifero" und seiner Vererzung hatten sich folgende holländische Autoren befaßt: HOFSTEENGE (1931, 1934), VISSER (1937) und SWOLFS (1938). Sie kamen hierbei zu ganz verschiedenen Ergebnissen. HOFSTEENGE kartierte eine an Mächtigkeit sehr rasch wechselnde Übergangszone dunkler Kalke zwischen den hellen Esinokalken und den mergeligen Raibler Schichten als "Metallifero" aus und stellte sie in ihrer Gesamtheit wegen einiger darin gefundener, zwar unbestimmbarer, aber mit großer Wahrscheinlichkeit dem Ladin angehörender Gastropoden ins Oberesino. VISSER schied den "Metallifero" nicht aus und zog die Ladin/Karn Grenze da, wo in esinoartigen hellen Kalken die ersten sehr dünnen Mergeleinschaltungen auftraten. SWOLFS vernachlässigte ebenfalls den Komplex des "Metal-

lifero" und begrenzte das Esino an der Unterkante eines sehr charakteristischen Niveaus, des sog. "calcare rosso". Denselben Horizont hatte schon zuvor HOFSTEENGE für die untere Abgrenzung seines "Metallifero" benutzt. Da diese (mit Ausnahme von HOFSTEENGE) rein lithologisch begründeten Grenzziehungen nicht übereinstimmten, übernahm KROL (1943) die Aufgabe, die Esino/Raibler Grenze in den Bergamasker Alpen eindeutig zu fixieren. Auch er hielt sich an eine petrographische Betrachtung der Gesteine und fand beim Vergleich aller in der fraglichen Grenzzone erstellten Profile eine charakteristische Feinschichtungstextur, die er "Raibler Struktur" nannte, weil sie nur in den von ihm als Unterraibliano angesprochenen gutgebankten Kalken der Übergangszone, nicht jedoch in den tieferen, massigen Kalken des oberen Esino vorkam.

Eine auf Grund solcher Kriterien scharf durch alle Profile gezogene Grenzlinie konnte die nachfolgenden italienischen Bearbeiter des Gebietes nicht überzeugen. So behielten DESIO & VENZO (1954) in ihrer amtlichen geologischen Karte des Blattes Bergamo (Maßstab 1 : 100 000) die Bezeichnung "calcare bzw. dolomia metallifera" als Übergangsbereich bei und begnügten sich mit einer paläontologisch sicher fundierten Grenzziehung, nämlich mit dem ersten Auftreten des karnischen Leitfossils Myophoria Keferst. MÜNST. in den schiefrigen Einlagerungen zwischen den Kalkbänken. Nach dieser Auffassung gehört der gesamte "Metallifero" noch dem Oberladin an.

Der Vererzung im "Metallifero" selbst wurde in der Vergangenheit von geologischer Seite wenig Interesse gezollt. DEECKE (1885) beobachtete eine regelmäßige Wechsellagerung von erzführenden und tauben Partien. BERTOLIO (1897) und GOTTFRIED (1928) sprachen die Vermutung aus, daß die Erze primär im Esinokalk vorhanden seien und daher syngenetisch mit ihm abgelagert sein müßten. HOFSTEENGE (1934) untersuchte als erster die Erzparagenesen unter dem Mikroskop und kam auf Grund von Verdrängungserscheinungen zu der Anschauung, daß die Erze im Zusammenhang mit dem tertiären periadriatischen Magmatismus metasomatisch in das Nebengestein eingewandert seien. De SITTER (1949) verwies auf HOFSTEENGE und meinte, die bituminösen Kalke und Schiefer des "Metallifero" hätten wohl als Stauhorizonte die günstigsten Voraussetzungen für eine Metasomatose geboten. MICHELETTI (1953) konstruierte ein Zoning von Zinkblende, Quarz, Flußspat, Schwerspat und Gips um ein "Zentrum X" im Süden der bekannten Lagerstätten und

nahm davon ausgehend eine radialstrahlige Einwanderung von Erzlösungen in den "Metallifero" an. Di COLBERTALDO endlich gab im 1957 erschienenen ersten Band seiner Erzlagerstättenkunde zu, daß die Genese der Bergamasker Bleizinklagerstätten immer noch ungeklärt sei.

II. Spezielle Aufgabenstellung und Arbeitsmethoden

Alle bisher genannten Autoren waren bemüht, die erzführende Sedimentserie durch genaue Obertageaufnahmen zu erfassen. An einer exakten Gliederung hinderten sie aber die geringe Mächtigkeit des fraglichen Komplexes und die schlechten Aufschlußverhältnisse in dem meist grasbewachsenen Gelände. Wenn nun versucht werden sollte, eine detailierte und genaue, für den gesamten Lagerstättenbereich gültige Feinstratigraphie aufzustellen, so konnte dies nur durch Bearbeitung der Untertageaufschlüsse erreicht werden.

Hierbei war es meine Hauptaufgabe, den "Metallifero" in den verschiedenen Grubenrevieren über seine ganze Mächtigkeit hin zu untersuchen, ihn durch Vergleich der erhaltenen Profile aufzugliedern und zugleich weitausnaltende Leithorizonte zu finden, die später bei bergmännischen Aufschlußarbeiten eine stratigraphische Orientierung und Korrelationen einzelner Teilprofile ermöglichen sollten. In zweiter Linie ging es darum, die Erzverteilung in den verschiedenen Grubenprofilen festzustellen und einen möglichen Zusammenhang zwischen Vererzung und stratigraphischer Lage aufzuzeigen. Nach diesen Arbeiten konnte dann die genaue Mächtigkeit des erzhöffigen Profils, des "Metallifero" im bergmännischen Sinne ermittelt werden.

Es wurde angestrebt, für jedes in sich geschlossene Grubenrevier ein repräsentatives, vom Liegenden bis zum Hangenden lückenlos durchgehendes Profil aufzustellen, was leider nicht immer gelang. Schwierigkeiten brachten zumeist große, nicht mehr auszurichtende Verwürfe. Durch Parallelisierung von Bänken gelang es jedoch oft, in anderen Grubenteilen das Profil fortzusetzen. In anderen Revieren hatte die Erosion bereits die höheren Horizonte beseitigt, in seltenen Fällen reichten die Grubenaufschlüsse nicht bis zum Liegenden des vererzten Profils.

Insgesamt wurden 8 Profile von zusammen 740 m Mächtigkeit erstellt, davon 5 im Grubenbezirk Val Seriana und 3 im Bezirk Val Brembana. Im Osten erfassen die Profile Mt.Trevasco, Zuccone und Zona Riso den

gesamten "Metallifero" und reichen weit in die hangenden Raibler Schichten hinein, während in den Profilen Costa Jels und Zona Grem die höheren erzführenden Horizonte bereits erodiert sind. Im Westteil der Lagerstätte beinhaltet das Profil Val Parina E den gesamten "Metallifero", während das Profil Val Parina W nur seine mittleren und oberen Partien samt den unteren Raibler Schichten und Profil Val Vedra nur seine unteren und mittleren Teile darstellen konnte. In das Liegende des erzführenden Komplexes dringen die Untertageprofile von Mt.Trevasco, Serpente und Val Vedra ein. Den einzigen brauchbaren Obertageaufschluß bietet das zwischen den Revieren Costa Jels und Fortuna steil ins Gelände einschneidende Val d'Orso (s.Tafel 15, Fig.1 und 2), welches zwei tiefreichende Profile des oberen Esinokalkes lieferte (Profil Grem im Norden und Profil Val d'Orso i.e.S. im Süden des Tals). In ihm war es auch möglich, ansprechbare, ausgewitterte Fossilien zu gewinnen, was in Untertageaufschlüssen unmöglich ist. Dort konnte man lediglich an Querschnitten fossilführende Bänke ausmachen.

Der gesamte, von der Profilnahme erfaßte und im nachfolgenden beschriebene Schichtkomplex des ladinisch-karnischen Grenzbereiches umfaßt rund 165 m. Die Arbeitsergebnisse kommen in Profilsäulen im Maßstab 1 : 100 zur Darstellung. Dadurch kann noch die kleinste gemessene Einheit von 1 cm bei der Ermittlung der wahren Mächtigkeit berücksichtigt werden. Gezeigt werden ferner alle mit freiem Auge erfaßbaren Gesteinseigenschaften, nicht jedoch die erst im mikroskopischen Bereich sichtbar werdenden Merkmale (s. Anlage 1 und 2).

C. Das Profil der Sedimentgesteine

I. Petrographie und Lithologie

Es ergab sich folgende Gliederung des ladinisch-karnischen Grenzbereiches:

Hangend
6. Die Höheren Raibler Schichten
5. Die erzführenden Unteren Raibler Schichten
4. Die erzführenden "Übergangsschichten", die wiederum in drei Horizonte unterteilt werden können
3. Der erzführende Oberste Esinokalk
2. Der sog. "calcare rosso" und die "Esinobrekzie"

Liegend
1. Der Obere Esinokalk

Die Erzführung beschränkt sich auf die Schichtglieder 3,4 und 5. Zur besseren Unterscheidung bei bergtechnischen Untersuchungen wurden der Oberste Esinokalk Horizont A, die drei Horizonte der "Übergangsschichten" B, C und D und die Unteren Raibler Schichten Horizont E genannt.

Die frühere Bezeichnung "Metallifero" erwies sich für unsere Zwecke wegen ihrer Zweideutigkeit als unbrauchbar und soll im Folgenden vermieden werden. Man mußte nämlich bisher immer einen "Metallifero" im geologischen Sinne von einem "Metallifero" im bergmännischen Sinne zu unterscheiden wissen. Den "Metallifero" im geologischen Sinne konnte man zwar, wenn auch mit Schwierigkeiten, auskartieren, er umfaßte aber niemals den ganzen erzführenden Komplex ("Metallifero" im bergmännischen Sinn), dessen Mächtigkeit und Petrographie sich von Revier zu Revier veränderte. Die Bezeichnungen "Übergangsschichten" und "Übergangsfazies" hingegen stellen einen neutralen, von der Erzführung unabhängigen Begriff dar.

HOLZNER (1961) konnte bei seinen Obertagekartierungen im Gebiet des Val Vedra die getroffene Gliederung vollauf bestätigen (vgl. sein Profil von Corno Branchino).

1. Der Obere Esinokalk

Der Obere Esinokalk geht in fließendem Übergang aus dem massigen hellgrauen, weißverwitternden mittleren Esinokalk hervor, wobei sich eine Faziesdifferenzierung in Ost-Westlicher Richtung bemerkbar macht.

Im Ostteil der Bergamasker Alpen werden ungebankte grobkörnige Dolomite und dolomitische, oft oolithisch ausgebildete Kalke abgelagert, so daß man geradezu von "Esinodolomit" sprechen kann. Diese Fazies reicht nach Westen etwa bis zum Val Nossana. Die Profile von Val Seriana (SWOLFS, 1938), Val Fontagnone und Val Nossana (KROL, 1943) weisen alle übereinstimmend eine Zweiteilung in liegende dickgebankte bis massige hellgraue, weißverwitternde Dolomite und darüberfolgende dickbankige hellgelbe bis weiße, oft feingestreifte Kalke auf, die als Besonderheit oolithische Strukturen zeigen.

Im Westteil des Gebietes hingegen überwiegt der kalkige Anteil und eine bessere Bankung tritt hervor. So liegen im Profil von Val Brembana (KROL, 1943) über hellgrauen dickbankigen, großoolithführenden Kalken mit Einlagerungen von braunen Dolomitschnüren graue gutgebankte Kalke mit charakteristischer radialer oder paralleler Anordnung der Kalkspatkristalle (Faser- und Tutenkalke).

Das Profil im Val d'Orso, in welchem Tal die eigenen Beobachtungen erfolgten, zeigt massige bis dickbankige Kalke, deren Farbe vom Liegenden zum Hangenden von weiß nach hellgrau umschlägt. Die Bankmächtigkeit variiert stark, beträgt im Durchschnitt 90 cm und kann bis zu 180 cm anschwellen. Die Kalke bestehen zumeist aus figuriertem organischen Schutt[1)] und kavernösen Krusten von Faserkalzit, Im Fossildetritus überwiegen Kalkalgen, zumeist Diploporen, deren Anteil gegen das Hangende zu jedoch abnimmt. Häufig sind auch verschwemmte Gastropoden, seltener Lamellibranchiaten und Foraminiferen. Gute Einregelung der klastischen Bestandteile und Abtragungserscheinungen weisen auf unruhige Sedimentation mit Wasserbewegungen hin. Bitumen oder Erz konnte in keinem Falle beobachtet werden (s. Tafel 1, Fig. 1 und 2).

Die Mächtigkeiten der im Val d'Orso aufgeschlossenen höheren Partien des Oberen Esinokalkes betragen etwa 20 m, der gesamte Komplex kann nach KROL (1943) 50 - 60 m mächtig werden.

Dünnschliffe:

Locker mechanisch angelagerter Fossildetritus (hauptsächlich Algen) und abgerundete, gut eingeregelte Kalktrümmer werden überkrustet und verkittet von unregelmäßig gelagertem, teilweise feinschichtigem

1) Bei allen folgenden Beschreibungen von Anlagerungsgefügen soll die Nomenklatur von SANDER (1936) verwendet werden.

Kalkpelit, der seinerseits z.T. wieder Auswaschungen zum Opfer gefallen ist. Die Fossilschalen sind stark umkristallisiert, die größeren Lösungshohlräume mit grobem Kalzit erfüllt.

Zusammenfassend kann der Obere Esinokalk mit NIGGLI (1952) ein klastischer Organopsamit bis -psephit mit pelitischem Bindemittel genannt werden. Es überwiegt mechanische Anlagerung vor chemischer. Biogenes Riffwachstum von Korallen oder Algen konnte nicht beobachtet werden. Die Veränderungen während der Diagenese sind im mittleren und westlichen Teil der Bergamasker Kalkalpen nicht bedeutend und beschränken sich auf Umkristallisationen, Drucksuturen und Tutenbildung. In den östlichen Bergamasker Alpen jedoch entstehen durch metasomatische, epigenetische Dolomitisierung grobe, zuckerkörnige Dolomite. Das ursprüngliche Sedimentärgefüge wird hierbei weitgehend verwischt.

2. Der sog. "calcare rosso" und die "Esinobrekzie"

Dieser Horizont stellt wohl das auffälligste und fremdartigste Schichtglied der mittleren Trias in den Bergamasker Alpen dar. Schon im Gelände fallen die leuchtend bunten Farben des Gesteins in einer Umgebung von eintönig grauem Esinokalk auf. In immer zunehmendem Maße wird der "calcare rosso" als beliebter Werkkalk in großen Steinbrüchen gewonnen und als "Roter Marmor" in den Handel gebracht. Diese Brüche bieten neben den Auffahrungen der Grube die besten Aufschlüsse. Leider sind die bauwürdigen Bänke topographisch sehr hoch in steilen Abstürzen gelegen, so daß ihr Abbau nur mit großen technischen Hilfsmitteln möglich wird.

Der von mir unter dem Begriff "calcare rosso" und "Esinobrekzie" zusammengefaßte Horizont weist ein weites Verbreitungsgebiet in den zentralen Bergamasker Kalkalpen auf (siehe HOFSTEENGE, 1931, VISSER, 1937, SWOLFS, 1938, KROL 1943). Trotz der Tatsache, einen hervorragenden Leithorizont darzustellen, wurde er aber bisher weder bei Kartierungen berücksichtigt noch im Zusammenhang bearbeitet.

Die westlichsten Vorkommen (s. Tafel 12) liegen im Val Brembana an der Mündung seiner Seitentäler Val Parina und Val Secca, wo sie in großer Höhe in Steinbrüchen abgebaut werden. Bei Oltre il Colle wurde der Horizont in der Parinaschlucht gefunden, am Monte Menna an

dessen Nordflanke. In den Gruben von Val Vedra wurde er in klassischer Ausbildung angetroffen. Im Grubengebiet von Gorno findet man gute Aufschlüsse längs des Val d'Orso (Tafel 24, Fig. 1 und 2), an der Südwestflanke der Cima di Grem und in den Revieren von Costa Jels und M.Trevasco. Im nördlich davon gelegenen Hochgebirge beißt er im oberen Parinatal, im oberen Val Nossana und im Westen der Cima di Vaccaro aus. Sehr gute Aufschlüsse vermitteln ferner die Steinbrüche zu beiden Seiten des Serio nahe der Ponte delle Seghe (Tafel 16, Fig. 1 und 2). Östlich des Val Seriana traf man den Horizont im Norden von Piazzolo und in den Südhängen des Monte Pare' an. Die östlichsten Vorkommen werden aus dem Presolanagebiet beschrieben.

In allen diesen Fundplätzen wechselt die komplexe Ausbildung des Schichtgliedes sehr rasch, so daß zwar der Horizont als ganzes, nicht aber seine einzelnen Bänke parallelisiert werden können (s. Tafel 36).

Der "calcare rosso" besteht in der Hauptsache aus rötlich, gelblich oder schwarz gestreiften, feingeschichteten Kalken. Zwischen ihnen lagern hell- oder dunkelgraue, fein- bis grobgeschichtete Bänke, die oft rötliche, gelbliche oder schwarze Flecken zeigen. Häufig sind grob- bis feinklastische, Fossildetritus (Algen) führende Lagen, die ebenfalls mannigfach gefärbt sind. Charakteristisch sind ferner oolithische Gesteine, die aus locker zusammengeschwemmten Onkoiden, seltener Ooiden und großen, mit Kalzit erfüllten Hohlräumen aufgebaut sind. Hinzu treten großoolithartige Auskleidungen von Großhöhlen. Die Bankung des "calcare rosso" ist feiner als die des umgebenden Esinokalkes. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit beträgt nur 25 - 30 cm.

Die Lagerungsverhältnisse der Gesteine zeigen höchst unruhige Sedimentationsbedingungen mit erheblichen Bodenunruhen an. Die durch periodische Sedimentation entstandenen Rhythmite wurden durch Gleitungen und Rutschungen paradiagenetisch verfaltet, gestaucht und zerrisen. Auskolkungen und Erosionsrinnen wurden durch Strömungen wieder mit detritischem Material gefüllt. Durch Fließen des halbverfestigten Kalkschlamms entstanden sedimentäre Brekzien, oft in einer zur Auflagerungsfläche diskordanten Böschung gestaut. Faustgroße Kalkbruchstücke schwimmen in aufgewühltem rotem Kalkschlamm (s. Tafel 2, Fig. 2, Tafel 20, Fig. 2).

Dünnschliffe:

Die verschiedenartige Gesteinsausbildung kommt auch unter dem Mikroskop zum Ausdruck. Die Feinrhythmite bestehen aus einer Wechsellagerung von dunklen, detritischen Karbonatpelitknöllchen und hellem Kalkschlamm. Letzterer ist oftmals diagenetisch zu Faserkalzitrasen mit wandständiger Anordnung umkristallisiert. Teilweise kommt es sogar zur Bildung von Tutenkalken. Auskolkungs- und Rutschungserscheinungen sind fast immer zu beobachten. Die rote Färbung entstand durch fein verteilte Hämatitschüppchen und wolkig diffuses Brauneisen. Alle Gesteine zeigen einen raschen Wechsel von chemischer Anlagerung, Auswaschung und Umlagerung durch Strömungen und von mechanischer Anlagerung. In feinkörnigem Karbonatpelit schuf die Strömung Erosionsrinnen und lagerte darin anschließend bei Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit runde bis ovale, oft konzentrisch schalige Pelitkügelchen ab. In den Hohlräumen zwischen ihnen setzte sich Kalkschlamm als Bodenbelag geopetal ab. Das Restlumen wurde später bei der Diagenese mit grobkörnigem Kalzit gefüllt. In ruhiger werdendem Wasser sedimentierten sich lockere Aggregate von Onkoiden (s. Tafel 17, Fig. 2). Sie dürften durch schwebende Umkrustung von Resedimenten oder Fossilresten entstanden sein. Darauf lagerte sich wieder eine Schicht chemisch ausgefällten Kalkpelits. An diagenetischen Setzungsrissen zerfiel das Ganze zu Schollen. Ein anderer Schliff zeigt feinen Kalkschlamm, in dem bereits in Umwandlung begriffene Biotitfetzen, Erzkörner und kantengerundete Quarze schwimmen.

Dieses Gestein zeigt bereits einen Übergang zu dem zweiten Bestandteil unseres Horizontes, den Brekzien. In ihnen treten uns zum ersten Male Zeugnisse eines oberladinischen Vulkanismus entgegen, denn die Brekzien treten meist zusammen mit vulkanischen Tuffen auf und bestehen aus einem innigen Gemenge triassischer Gesteine mit vulkanischem Tuffmaterial (Kalk-Tuffbrekzien). Ihre Lage zu den Rotkalken ist sehr verschieden. Einmal liegen sie unter dem "calcare rosso", wie im Val Brembana, oder sie vertreten den ganzen Horizont unter Ausfall der typischen Rotkalke, wie im Parinatal, am Cima di Grem und am Monte Pare'. Selten fehlen sie ganz. An Stellen jedoch, an denen sie ihre größten Mächtigkeiten erreichen, liegen sie über den Rotkalken und bilden oftmals mehrere Lagen übereinander (Val Vedra, Val d'Orso, M.Trevasco, Val Seriana).

Über Petrographie und Lagerungsverhältnisse der Brekzien soll erst im Kapitel D 2. (Seite 38) gesprochen werden. Es sei hier gleich vermerkt, daß auch in den nachfolgend behandelten Sedimentserien bis in die Raibler Schichten hinein in immer zunehmendem Maße Tuffite und Tuffe abgelagert wurden. Auch über sie soll später im Zusammenhang berichtet werden.

Daß die Mächtigkeiten eines so komplex zusammengesetzten Horizontes sehr stark wechseln, dürfte nicht verwundern. SWOLFS (1938) berichtete

im Val Brembana von 1 - 3 m und von einer Zunahme nach Osten auf 5 - 6 m. In den Aufschlüssen an der Ponte delle Seghe mißt man 9 - 14 m. Die mächtigste Ausbildung fand ich in den erzführenden Gebieten, so im Val Vedra 20 m, am Grem 14 m, im Val d'Orso 14 m, in Serpente 7 m und am M.Trevasco 8 m. An allen Stellen, an denen beide Faziesbereiche des "calcare rosso" und der Brekzien ausgebildet sind, macht der Kalk etwa 3/4 bis 4/5, die vulkanische Fazies den Rest der Gesamtmächtigkeit aus. Auf die Möglichkeit ihrer gegenseitigen Vertretung wurde bereits hingewiesen. Die Horizontbeständigkeit des Niveaus ist sehr gut.Es tritt immer inmitten des Oberen Esinokalkes auf, jedoch nie direkt an dessen oberer Grenze gegen die "Übergangsschichten", sondern (mit seiner Oberkante) 15 - 25 m unterhalb derselben. Auf diese Weise trennt es den Komplex des Obersten Esinokalkes ab, in dessen Bereich die Erzführung einsetzt.

Bei der Entstehung der Gesteine des "calcare rosso" und der "Esinobrekzie" kann man zwei Bildungsfaktoren unterscheiden. Durch periodische, meist rhythmitsch wiederkehrende Anlagerung von Resedimenten und Ausfällung roteisenhaltiger Kalkschlämme formten sich Straturite (nach SCHWARZACHER, 1949). Dieser gleichförmigen Sedimentation überlagerten sich episodische, vulkanische Einflüsse. Neben der Ablagerung von Eruptivbrekzien bewirkten diese Niveauverlagerungen des Meeresbodens. Bei Ausgleichsbewegungen der noch plastischen, beweglichen Sedimente entstanden Gleitfaltungen, Rutschungs- und Dislokationsbrekzien. Die Ausfällung des wahrscheinlich durch vulkanische Vorgänge ins Meer gelangten Fe erfolgte als Fe_2O_3. Dies deutet auf einen gut durchlüfteten, sauerstoffreichen Meeresraum.

3. Der erzführende Oberste Esinokalk

Der Oberste Esinokalk ist in Fazies und Aussehen dem unter 1 beschriebenen Oberen Esinokalk sehr ähnlich. Er besteht aus hellgrauem, hartem, splittrig brechendem Kalk, der häufig von feinen dunklen oder braunen Bändern durchzogen wird. Lagen mit detritischem Fossilschutt sind seltener und bestehen in der Hauptsache aus Gastropoden-Lumachellen (Tafel 18, Fig. 1). Die Individuen sind stark umkristallisiert und kaum mehr zu bestimmen. Ungestörte, feinschichtige Rhythmite zeigen periodische, aber ruhige Sedimentation an. Anzeichen von Bodenunruhen sind nicht wahrnehmbar. Eine sehr spärliche Toneinschwemmung

macht sich gelegentlich in tonigen Belägen von Stylolithen bemerkbar.

Die Bankung ist in den unteren Partien noch sehr grob mit Mächtigkeiten bis zu 120 cm und nimmt dann nach oben zu langsam ab. Jedoch treten auch in den hangenden Teilen immer wieder Rückfälle in die grobbankige Fazies mit Mächtigkeiten über 1 m auf. Hinzu kommt eine beginnende Differenzierung der einzelnen Lokalprofile, die später im Kapitel E besprochen wird. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten der verschiedenen Profile schwanken zwischen 33 und 50 cm. Hiermit unterscheidet sich der Oberste Esinokalk deutlich vom viel massigeren Oberen Esinokalk und ebenso von den viel dünnbankigeren Kalken der "Übergangsschichten". Auf die tektonische Beanspruchung reagierten die grobbankigen Kalke mit starker Kleinklüftung.

Die Mächtigkeit des Obersten Esinokalkes beträgt in den meisten Profilen zwischen 20 und 24 m. In M.Trevasco ist sie jedoch auf 14 m reduziert. In Val Vedra wird der untere sterile Teil des Obersten Esinokalkes noch von "calcare rosso" und Tuffitbrekzie eingenommen, so daß der obere, bereits erzführenden Bereich mit 13 m Mächtigkeit allein den Obersten Esinokalk repräsentiert.

Dünnschliffe:

Die meisten Schliffe zeigen eine schichtige, oft sogar rhythmische Wechsellagerung krümelig kavernös angelagerter, gerundeter Resedimentkörperchen mit dunklem, bitumenführendem Karbonatpelit. Häufig kann man auch eine wirre Anordnung kalziterfüllter Rundkörperchen beobachten (Tafel 21, Fig. 2). Da ihre Größe Schläuchen von kleinwüchsigen Kalkalgen entspricht, dürfte die Deutung als völlig umkristallisierte, verschwemmte Algen zulässig sein. SANDER (1936) fand im Oberen Wettersteinkalk ähnliche Gebilde, die er ebenfalls als organisch entstanden deutete. Eine andere Möglichkeit der Erklärung wäre, in den Rundkörperchen fossile Gasbläschen zu sehen, die beim langsamen Absatz des Kalkschlamms entstanden sind und bei der diagenetischen Verfestigung des Gesteins als kleine Hohlräume offen blieben, bis sie durch interne Bodensedimente oder Grobkalzit gefüllt wurden. Noch erkennbarer Algendetritus ist spärlich anzutreffen. In grobkörnigen, ungeschichteten Karbonatbänken ist das Bitumen durch Reinigungskristallisation an Suturen konzentriert worden, die parallel zur Schichtung verlaufen. Der meist idiomorph ausgebildete Pyrit ist an den bituminösen Kalkschlamm gebunden. Für eine ruhige Sedimentation spricht neben dem Fehlen von Turbulenzerscheinungen die geopetale Füllung kleiner Internhöhlen mit Pelit (geologische Wasserwage). Manche Bänke zeigen eine beginnende Dolomitisierung während der Diagenese. In einer karbonatischen Feinschichtung, die durch polare Änderung der Korngrößen entstanden ist, sprossen große Dolomitrhomboeder (Tafel 21, Fig. 1). Der Bitumengehalt des verdrängten Karbonatpelits wird an den Korngrenzen konzentriert.

Für den Obersten Esinokalk sind Tutenkalke charakteristisch. Sie werden aus grobkörnigen stengligen Kalkspatkristallen aufgebaut, die radialfaserig von der Schichtoberfläche in die Kalkbank hineinwachsen und sich mit den benachbarten Tuten an trüben, z.T. tonigen, gezackten Säumen begegnen (Tafel 17, Fig.1). Eingelagerte idiomorphe Quarze sind mit der c-Achse in die radiale Richtung eingeordnet. Bei einem Schnitt parallel "s" ergibt sich eine Pflasterstruktur der Kalzitkörner. In der nächsten Umgebung der Tuten beobachtet man häufig größere rundliche Knauern von Kieselsäure. In den höheren Partien des Obersten Esinokalkes treten diese Knollen sogar lagenweise nach "s" angeordnet inmitten von grobkörnigem Kalk auf. Diese Beobachtungen stimmen gut mit der Erklärung überein, die LINCK (1931) für die Bildung von Tutenkalken gab. Er forderte eine gelförmige Sedimentation von Karbonaten mit gleichzeitiger Ausfällung von Kieselsäureschutzkolloiden. Durch die Einwirkung diagenetischer Prozesse wird das Karbonat schnell kristallin und drängt die noch gelförmige Kieselsäure an den Rand der Tuten, wo diese sich dann in Hundkörperchen konzentriert.

Durch die Einschaltung eines Tuffits (s. S. 44) wird der Oberste Esinokalk in einen liegenden und einen hangenden Bereich gegliedert. Da mit dem Tuffit etwa auch die Erzführung beginnt, kann der untere der sterile, der obere der erzhöffige genannt werden. Die Erzführung ist mit einer besonderen, von der beschriebenen Normalentwicklung verschiendenen Gesteinsausbildung (Verkieselung) verbunden, die nur auf die nächste Umgebung der Vererzung beschränkt ist und im Kapitel C II. 2. behandelt wird.

Die Charakteristik des Oberen Esinokalkes gilt m.E. auch für den Obersten Esinokalk. Er ist als klastischer Kalkpsamit mit pelitischem Bindemittel zu bezeichnen. Der organisch struierte Detritus hingegen tritt hier gegenüber anorganischem stark zurück. Für kurze Zeiträume kommt es wiederholt zur Bildung eines Kalksapropelits mit reduzierendem Milieu. Das im Meerwasser gelöste Fe kommt dabei als Sulfid zur Ausfällung.

4. Die erzführenden "Übergangsschichten"

Dieser Komplex umfaßt alle diejenigen Gesteine, die frühere Autoren (PORRO, 1903, HOFSTEENGE, 1931, DESIO & VENZO, 1954) unter der Bezeichnung "Metallifero" auskartierten. Es gelang ihnen hierbei jedoch nicht, die genauen Grenzen gegen das Liegende und Hangende zu definieren, so daß andere Geologen (VISSER, 1937, SWOLFS, 1938, KROL, 1943, de SITTER, 1949) ganz auf eine Ausscheidung des "Metallifero" verzichteten und ihn auf Ladin und Karn aufteilten. Da es aber infolge Fossilmangels ebenso schwierig ist, eine representative Grenzlinie

zwischen beiden Triasstufen aufzustellen, konnte ihre auf Grund rein petrographischer Merkmale (sog. "Raibler Struktur") schematisch inmitten eines fließenden Übergangs gezogene Grenze nicht befriedigen. Ich hielt es daher für zweckmäßig, eine "Übergangszone" beizubehalten und sie durch genaues feinstratigraphisches Studium des faziellen Übergangs zu begrenzen und zu gliedern. Durch die Profilnahme untertage gelang es mir, sie in drei Horizonte, B, C und D genannt, zu unterteilen. Allerdings muß einschränkend betont werden, daß auch hier die Grenzziehung konventionell bleibt und für eine Übertagekartierung wahrscheinlich wegen der Feinheit der Unterscheidung nicht anwendbar ist. Bei Untertagekartierungen jedoch hat sich die Gliederung im Verein mit vulkanischen Leithorizonten bereits gut bewährt (s. Tafel 7).

Die im folgenden beschriebene Ausbildung der "Übergangsschichten" bezieht sich nur auf das Gebiet, in dem eine Untertageprofilnahme möglich war, also von Val Vedra im Westen bis Monte Trevasco im Osten. Außerhalb dieses Bereiches liegt der erzführenden Komplex in abweichender Fazies vor und soll im Anschluß kurz beleuchtet werden.

a) Horizont B

Dieser Horizont besteht aus einer unregelmäßigen Aufeinanderfolge hellgrauer, dunkelgrauer und schwarzer, selten zartrosa und dunkelbrauner, harter Karbonatbänke. Sie sind gutgebankt und weisen oft eine charakteristische Feinbänderung heller und dunkler Lagen auf. Zwischen diesen Bänken liegen als Rückfall in die Esinofazies helle massige Kalke mit maximalen Bankmächtigkeiten von 100 - 120 cm. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit dieses Horizontes ist mit 20 - 32 cm je nach Profil schon bedeutend geringer als die des Obersten Esinokalkes. Eine geringe episodische Toneinschwemmung, die unter 0,8% der Gesamtmächtigkeit bleibt, macht sich in 1 - 3 cm dünnen, schwarzen, sehr bituminösen Tonschieferhäutchen bemerkbar. Diese wurden bei tektonischen Gleitbewegungen der Kalke völlig zerrieben und bei anschließender Rekristallisation mit einem Kalzitbesteg versehen. Manchmal haben die Bänke wellige Oberflächen und verzahnen sich stylolithenförmig. Nicht selten sind Rhythmite von mm-Dimension, die gute Leithorizonte ergeben. So findet sich eine über 50 cm mächtige rhythmisch geschichtete Bank im Profil des M.Trevasco etwa im mittleren Drittel des Horizontes B (s. Tafel 19). Sie zeigt eine intensive Kräuselung mit über

längere Ablagerungszeiten hin konstanter Lage der Erhebungen, die man als feine, von Oberflächenwellen erzeugte Rippelmarks deuten könnte. Die makroskopisch erkennbare Fossilführung ist gering und beschränkt sich auf Einzelindividuen größerer Gastropoden. Die Bitumengehalte sind noch ziemlich klein, nur im Profil Parina W sind die Kalke des oberen Teils des Horizonts stark bituminös.

Die Mächtigkeiten des Horizontes B der "Übergangsschichten" sind sehr verschieden. In ihnen macht sich die fortschreitende Faziesdifferenzierung des Gesamtraumes in einzelne Teilräume bemerkbar. (Kapitel E) Einem Maximalwert von 26 m steht ein Minimum von 13,3 m gegenüber. In der unteren Hälfte des Horizonts erscheint in allen Profilen wieder ein Tuffit, der ebenso wie derjenige im Obersten Esinokalk einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt.

Dünnschliffe:

Man findet folgende Gesteinsausbildungen wiederholt ausgeprägt: Mechanisch locker angelagerter, figurierter Organodetritus (viele Lamellibranchiaten, weniger Korallen und Algen) oder kalziterfüllte Rundkörperchen liegen in unruhiger Wechsellagerung mit feinkörnigem Karbonatpelit. Die größeren Hohlräume sind geopetal mit karbonatischem Internsediment gefüllt (Tafel 21, Fig. 3). Das Bitumen ist entweder im Pelit diffus verteilt oder wie der Pyrit an Schichtoberflächen gebunden und erzeugt so dunklere Bänder. Kieselsäure ist selten und findet sich meist nur in größeren Knauern oder diagenetischen Rissen. Weiter sind Rhythmite charakteristisch. Sie bestehen aus Schichten von hellem, chemisch gefälltem Kalk-Dolomitpelit und dunklem z.T. mit Tonsubstanz vermischtem anorganischem Detritus, der bei stärkeren Wasserbewegungen abgelagert wurde. Zwischen diesen Schichten blieb oft bandartig ein Restlumen frei, das nachträglich mit Grobkalzit gefüllt wurde. Durch Gleitungen oder Wellenschlag wurde die Pelitschicht gekräuselt oder zu Rippelmarks aufgestellt. In den Buchten und Furchen lagerte sich geopetal Pelit oder feiner Detritus ab. Bei fortschreitender Diagenese bildeten sich Schrumpfungsrisse.

Zur Abgrenzung des Horizonts nach unten ergaben sich in allen Profilen gute Leithorizonte. Es treten nämlich die ersten größeren, in meßbarem Bereich liegenden Tonschiefer- oder Mergeleinschaltungen zusammen mit dünnbankigen schwarzen Kalken gerade an der Stelle auf, wo die dunkleren Bänke des Horizontes B über den helleren Esinokalken beginnen. Die tonigen Einschaltungen an dieser Grenzlinie werden dabei bis zu 5 cm mächtig.

b) Horizont C

Die Kalke dieses Horizontes sind meist schwarz, in tieferen Teilen auch noch dunkelgrau gefärbt. Als Besonderheit findet man bräunliche und rötliche Bänke. Alle Kalke sind durchwegs gut gebankt mit einer mittleren Bankmächtigkeit von 18 - 29 cm. Nur im Profil von M.Trevasco findet man als allerletzten Rückfall in die Esinofazies eine helle massige Bank von 115 cm Mächtigkeit. Die Feinbänderung ist nicht mehr so häufig anzutreffen wie in Horizont B, jedoch immer noch charakteristisch. Neben den harten kompakten Karbonatbänken finden sich in den oberen Partien dieses Horizontes schon vereinzelt weiche tonige oder schwach sandige, gelb gefärbte Kalke, oft mit gewellten Oberflächen. Der Anteil der pelitisch-psamitischen Gesteine an der Gesamtmächtigkeit hat zugenommen und beträgt 1,5 - 4,5%. Er äußert sich in Tonschiefer- und Mergellagen mit Mächtigkeiten bis zu 8 cm, die jedoch im Profil ziemlich unregelmäßig verteilt und für das Gesamtbild noch nicht bedeutsam sind. Im Revier von Val Brembana sind diese Tonschiefer infolge ihres Limonitgehaltes dunkelrot gefärbt. Die Bitumenführung ist in allen Profilen ziemlich stark, wenn auch von Ort zu Ort wechselnd. Frisch angeschlagene Bänke riechen nach H_2S. Als Besonderheit treten im Profil von Val Vedra feine schichtige Schnüre von Gips auf, der benachbart auch in Klüften und Hohlräumen als cm große, glasklare Kristalle zu beobachten ist. Die makroskopisch erkennbare Fossilführung beschränkt sich auf das bankweise Vorkommen zahlreicher kalzitischer Querschnitte von Lamellibranchiaten. In Costa Jels wurde zudem noch ein Horizont mit Lebensspuren auf Schichtoberflächen bekannt.

Die Mächtigkeiten des Horizontes C wechseln von Profil zu Profil und erreichen 16,6 - 18,6 m.

Dünnschliffe:

Die Schliffe zeigen eine ziemlich eintönige Gesteinsausbildung. Die gebänderten Karbonate bestehen aus Feinschichten von gröberen und feineren gerundeten Resedimenten oder feinbrekziösem, in kalkig-dolomitischer, bituminöser Matrix schwimmendem Detritus. Die ungeschichteten Bänke werden von grob- bis feinkörnigen Karbonaten aufgebaut, die auf Korngrenzen von Bitumenhäutchen umgeben sind oder im Bitumen geradezu schwimmen. Die Kieselsäuregehalte der normalen Kalke sind gering und stammen von seltenen idiomorphen Quarzen, die bereits wieder starke Korrosionserscheinungen zeigen. Intradiagenetische Rupturen sind häufig.

Die Grenze des Horizontes zum Liegenden wurde an markanten Tonschieferhorizonten am Einsatz des mächtigen Komplexes harter schwarzer Karbonatbänke gezogen. Sie ist nicht so scharf zu definieren wie die Liegendgrenze des Horizontes B.

c) Horizont D

In diesem Horizont herrschen weiterhin die harten schwarzen Kalke vor. Ihre durchschnittliche Bankmächtigkeit hat gegenüber Horizont C weiterhin abgenommen und schwankt je nach Profil zwischen 16 und 26 cm. Sie sind nur mehr ganz vereinzelt feingebändert. Charakteristisch ist vielmehr das häufige Auftreten einer Feinbankung mit nur einige cm dicken Bänkchen. Sie entsteht durch Tonhäutchen, die das Gestein in feinen Belägen durchziehen. Hier macht sich der zweite, nun sehr bedeutsam gewordene Bestandteil des Horizonts, die tonig-sandigen Ablagerungen, bemerkbar. Ihr Anteil an der Gesamtmächtigkeit beträgt in allen Profilen zwischen 5 und 6 %. Die Toneinschwemmung führte zur Bildung von schwarzen, bituminösen oder braunen, pyritreichen, stark psamitischen Tonschiefern und Mergeln, die mit einer maximalen Mächtigkeit von 5 - 8 cm ziemlich regelmäßig im Profil verteilt sind. Im Profil Parina W kann man im unteren Teil des Horizontes geradezu von einer rhythmischen Wechsellagerung schwarzer harter Kalke mit schwarzen und braunroten sandigen Mergeln sprechen. Hier führten die beweglichen tonigen Unterlagen zu Rutschungen ganzer Schichtpakete, die im Aufschluß durch Schichtverdoppelungen sichtbar werden (s. Tafel 18, Fig. 2). Die Bitumengehalte sind beachtlich und werden in Karbonaten und tonigen Sedimenten in gleicher Weise bemerkbar. Die Fossilführung beschränkt sich auf die schon bei Horizont C genannten umkristallisierten Lamellibranchiaten-Lumachellen.

Die Mächtigkeiten des Horizontes D betragen je nach Profil 10 - 21,9 m.

Dünnschliffe:

Geschichtete, sehr bitumenreiche Kalkschlämme wechseln mit sedimentär brekziösen Pelitlagen und angeschwemmtem, organischem Detritus (Lamellibranchiaten, seltener Gastropoden). Die Fossilschalen sind völlig umkristallisiert. Der nicht bedeutende Pyritgehalt ist meist an das Bitumen gebunden. Die Verkieselung ist sehr gering und tritt nur in einigen größeren Quarzknauern in Erscheinung. Eine andere Gesteinsausbildung repräsentieren schlechtgeschichtete kavernöse Kalke, in deren größeren Hohlräumen sich später bitumen- und tonreiche Schlämme abgesetzt haben.

Zur Ermittlung von Menge und Art der sandigen Komponenten wurden über das ganze Profil hin Tonschieferproben geschlämmt. Der maximal bis zu 10 % der Gesamtmenge betragende Rückstand bestand zum Großteil aus schwarzen, schon leicht phyllitischen Tonschieferfetzen, gelben Dolomiten, roten Sandsteinen und glasklaren bis milchig trüben Quarzen. Interessant waren Funde von Granaten. Als Neubildungen waren idiomorpher Gips und langprismatische Quarze häufig. Während die Zusammensetzung des Rückstandes in allen Proben der Profile M.Trevasco und Zuccone ziemlich konstant blieb, konnte man im Profil Val Parina W Veränderungen beobachten, die im Kapitel E behandelt werden.

Die Grenze des Horizontes zum liegenden Horizont C wurde beim Einsatz der mächtigen, regelmäßigen Toneinschwemmung gezogen. Nach oben zu begrenzen Mergelpakete und weiche, tonige Kalke den Horizont und damit die "Übergangsschichten" gegen die Unteren Raibler Schichten.

d) Der Grenzbereich Esino - Raibl in den übrigen Teilen der Bergamasker Alpen

Die im zentralen Teil der Bergamasker Kalkalpen erarbeitete Stratigraphie des Übergangsbereichs zeigt einen allmählichen, fließenden Übergang von der rein karbonatischen, hellfarbigen, massigen Esinofazies in die gemischt karbonatisch-pelitisch-psamitische, dunkel- oder buntgefärbte dünnbankige Raibler Fazies. Der Übergang erfolgt durch Abnahme der Bankmächtigkeiten, Zunahme des Bitumengehaltes, Intensivierung der Färbung und stetig anwachsende fein- bis grobklastische Einschwemmung. Die drei ausgeschiedenen Horizonte folgen in der Reihenfolge der Faziesänderung. In Horizont B liegt der Farbumschlag, in Horizont C erfolgt die Bitumenanreicherung und in Horizont D dominiert die klastische Einschwemmung.

Die Mächtigkeit der "Übergangsschichten" beträgt im beschriebenen Gebiet zwischen 48 und 55 m. Während nach Westen zu keinerlei Tendenzen einer Mächtigkeitsabnahme vorliegen, verdünnt der Übergangsbereich nach Osten hin zusehends. So ist er im östlichsten, von mir erfaßten Profil (M.Trevasco) nur mehr 42 m mächtig. Aus dem Val Seriana beschreibt SWOLFS (1938) eine erzführende Übergangszone von lediglich 15 m Mächtigkeit.

Sie besteht vereinfacht aus:

Hangend	schwarze Kalke und Mergel mit Myophoria
	6 m graue dünngebankte Kalke (Plattenkalk)
Übergangszone	5 m hellgraue Kalkbänke mit Feinbankung durch Mergellagen, erzführend
	5 m hellgraue Kalke mit deutlichen Mergellagen
	5 m hellgraue Kalke mit dünnen Mergellagen
Liegend	helle Kalke mit wenig wechselnden Farbtönungen

In den östlichen Bergamasker Alpen (etwa östlich Val Seriana) kann nicht mehr von einem Übergang gesprochen werden (KROL, 1943, de SITTER, 1949). Hier grenzen die hellen Esinokalke scharf an die dunklen Raibler Kalke, die mit Mergeln und gelegentlichen Sandsteinlagen wechsellagern.

Ganz andere Verhältnisse herrschen im Weststeil des Arbeitsgebietes (Val Brembana). Hier sind die "Übergangsschichten" in sehr ausgeprägtem Maße vorhanden, ihre Fazies hat sich jedoch durch das Hinzutreten größerer Mengen von Kieselsäure und Flußspat verändert. In den Gruben von Dossena beobachtet man nach HOFSTEENGE (1931) folgendes Profil: Über den hellgrauen Kalken des Obersten Esinokalkes folgt ein erzführender Komplex feinkörniger, grau bis schwarzer, wohlgebankter Kalke in einer Mächtigkeit von 45 - 50 m. Darüber lagern Bänke von schwarzen, oftmals weiß gestreiften Lyditen[1] in wechselnder Reihe mit bis zu 30 cm mächtigen Lagen schwarzer, quarzreicher, gutgeschichteter Tonschiefer. Der Fluorit tritt als Putzen in den Lyditen oder als selbstständige, bis zu 1 m mächtige Bänke auf. Die Kieselschieferfolge ist etwa 5 - 10 m mächtig.

Da über den Lyditen die normalen Sedimente des Raibl (schwarze Kalke mit mächtigen Tonschiefern wechselnd) zu finden sind, ergibt sich die Mächtigkeit der "Übergangsschichten" im Val Brembana zu 50 - 60 m.

Im Dünnschliff ergeben die Lydite folgendes Bild (s. Tafel 23, Fig. 1):

Unregelmäßig gelagerte, feinkörnige, bitumenreiche Kieselkrusten wechseln mit grobkörnigen Quarzlagen in verzahnter Pflasterstruktur. Die Internhöhlen sind mit radialfaserigem, an den Wänden aufsitzendem chalcedonähnlichem Material erfüllt, das fächerförmig unter den Nikols auslöscht. Die größeren Klüfte sind mit grobkörnigem, klaren Flußspat gefüllt.

In den Grubenrevieren von Vaccareggio tritt uns noch ein zweites Kieselgestein entgegen, von den Bergleuten "brucioni" genannt. Es sind dies ungeheuere Massen fast reiner Kieselsäure, heute als Quarz vor-

[1] Diese nur für paläozoische Kieselschiefer gebräuchliche Bezeichnung ist hier wegen des Gesteinsaufbaues und der darin vorkommenden wahrscheinlich Radiolarienreste darstellenden Fossilspuren zur Charakterisierung angebracht.

liegend, mit Spuren von Zinksilikaten und durch Limonit rötlichbraun verfärbt. Das häufige Vorkommen von radialstrahligen Texturen der Quarze (Sternquarz) deutet auf eine ursprünglich gelförmige Ablagerung in Krusten und Konkretionen, ähnlich der zuvor beschriebenen Lydite. Die "brucioni" liegen nicht schichtig als Bänke vor, sondern bilden inmitten der normalen kalkigen Übergangsfazies große Stöcke und tiefe, mehrere m breite Gangfüllungen. An manchen Stellen werden die "brucioni" so mächtig, daß sie das ganze Profil zwischen dem Esinokalk und den Raibler Schichten einnehmen und für die Gesteine der "Übergangsschichten" keinen Raum mehr lassen.

In den westlichen Bergamasker Alpen (westlich Val Brembana) beschreibt TRÜMPY (1930) die Grenze Esinokalk/Raibler Schichten. Über dem Obersten dickbankigen Esinokalk liegen etwa 20 - 50 m mächtige, plattige, gutgeschichtete und gelb anwitternde reine Dolomite,welche Erz führen. Über diesen Dolomiten folgen blaugraue harte Kalke mit Hornsteinbändern. Die Kalke wechsellagern nach oben zu in immer zunehmendem Maße mit gelbbraunen, sandigen Mergeln. Die Grenze zwischen dem hier das Ladin vertretenden Esinokalk und den mit Sicherheit karnischen Raibler Schichten ist also hier im karbonatischen Milieu scharf ausgebildet.

Betrachten wir nun rückschauend die verschiedenartigen Profile durch den Grenzbereich zwischen Esinokalk und Raibler Schichten, so ergibt sich, daß nur in den zentralen Bergamasker Kalkalpen zwischen Val Seriana und Val Brembana von echten "Übergangsschichten" gesprochen werden kann. Sie sind in Untertageprofilen scharf gegen das Hangende und Liegende zu begrenzen und decken sich in allen Gebieten mit dem von früheren Autoren auskartierten "Metallifero". In den westlichen und östlichen Bergamasker Alpen existiert eine scharfe Begrenzung zwischen Esino und Raibl. Die Abgrenzung der erzführenden Schichten ist in diesen Gebieten an Hand von lithologischen Merkmalen nicht durchführbar.

Die karbonatischen Gesteine der "Übergangsschichten" zeigen eine Abnahme des klastischen Anteils zugunsten chemisch oder im Gefolge physiologischer Vorgänge gefällter Pelite und käsig-kavernöser Krusten. Organogene Bestandteile treten stark in den Hintergrund. Es kommt zur Bildung von frühdiagenetischem Dolomit und stellenweise auch von Gips (ehemals Ahydrit?). Die Menge sapropelitischer Ablagerungen (Bitumen, Pyrit) hat zugenommen. In lokal begrenzten Gebieten

entstehen gelförmige Kieselkrusten, die nur sehr langsam kristallin werden. Im Laufe des Sedimentationszeitraumes der Übergangszone macht sich immer mehr ein terrestrischer Einschlag bemerkbar. Es kommt zu (teilweise rhythmischer)Einschwemmung von Peliten und Psamiten.

Diese Gesteinsausbildungen lassen drei für die Sedimentation maßgebliche Faktoren erkennen. In wenig tiefen Meeresbecken mit reduzierendem Milieu wechselten Perioden mechanischer und chemischer Anlagerung von Karbonaten mit Sedimentationsstillständen, in denen Dolomit, Sapropelite und bei stark erhöhter Salinität des Meerwassers auch Gips gebildet wurden. Durch gleichzeitige vulkanische Vorgänge erfolgte eine Erhöhung der normalen SiO_2,HF und CO Gehalte des Wassers, die zu rascher Ausfällung von CaF_2, SiO_2 und $CaCO_3$ führte. Durch großräumige, außerhalb des Sedimentationsraumes zu suchende Ereignisse tektonischer Art überlagerten sich dieser ruhigen Sedimentation Paroxysmen übersteigerter terrigener Sedimentzufuhr.

5. Die erzführenden Unteren Raibler Schichten

Die untere, erzführende Abteilung der Raibler Schichten ist noch vorwiegend kalkig ausgebildet. Die dunklen Kalke dieses Horizontes unterscheiden sich schon makroskopisch von denen der "Übergangsschichten" durch das Fehlen einer Feinbänderung und den Glanz auf den muscheligen Bruchflächen frischer Stücke. Die Bankung ist sehr gut mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 17,5 - 25 cm. Häufig ist eine Feinbankung mit welligen Schichtoberflächen. Bei Anwitterung erhalten die Kalke eine bräunliche Färbung.

Die Mächtigkeiten der kalkig entwickelten Unteren Raibler Schichten betragen im untersuchten Grubengebiet zwischen 10 und 14 m.

Dünnschliffe:

Unter dem Mikroskop fällt gegenüber den Kalken der "Übergangsschichten" das viel feinere Korn auf. Die Kalke bestehen aus schlecht geschichtetem kavernösem Kalkpelit, reichlich mit organischem Detritus (in der Hauptsache feine Lamellibranchiatenschalen erkennbar) vermischt. Die bedeutenden Mengen von Bitumen sind im Gestein wolkig verteilt. Eine geringe Quarzführung beschränkt sich auf wenige, unregelmäßig begrenzte Körner.

Die tonig-mergeligen Anteile nehmen 8 - 16 % der Gesamtmächtigkeit der

Unteren Raibler Schichten ein. Sie konzentrieren sich neben tonigen Kalken meist auf einzelne, bis zu 50 cm mächtige Mergel- oder Schieferpakete und lassen zwischen sich mehrere Meter fast tonfreier Kalkpartien bestehen, im Gegensatz zu den höheren Horizonten der "Übergangsschichten", die eine fast rhythmische Wechsellagerung dünner Schieferlagen und wenig mächtiger Kalkbänke aufweisen. Die schwarzen Tonschiefer sind meist pyritreich und tektonischen Beanspruchungen gegenüber sehr mobil. Fast immer kann man in ihnen Bewegungsspuren beobachten und an manchen Stellen (Val Vedra) dienten sie als Gleitmittel für Überschiebungen. Die zwischengelagerten Kalkbänke sind hierbei zerbrochen und schwimmen nun als brotlaibartige Schollen im Schiefer.

In den erzführenden Unteren Raibler Schichten tritt wieder ein markanter Tuffit auf, der den Horizont in zwei etwa gleiche Bereiche teilt.

Von früheren Autoren (DEECKE, 1885, HOFSTEENGE, 1931) wird der erzführende Horizont des Unteren Raibl wegen der dünnplattigen Ausbildung seiner Kalke "Plattenkalk" genannt und als einer der charakteristischsten Horizonte der Lombardischen Alpen angesehen. Im behandelten Grubengebiet ist er in allen Profilen erzführend, während er im Westen (Val Brembana) nach Angaben von HOFSTEENGE (1931) als 10 - 15 m mächtige, sterile Serie ausgebildet ist. SWOLFS (1938) fand im Val Seriana noch 6 m dicke dunkle dünnbankige Kalke, die als "Plattenkalk" zu bezeichnen sind.

6. Die Höheren Raibler Schichten

In den Höheren Raibler Schichten entwickelten sich in den Bergamasker Alpen faziell verschiedene Teilgebiete. DEECKE (1885) unterschied einen Ostbereich in Kalkfazies von einem Westbereich in Kalk - Tuff - Fazies. DESIO (1954) teilte in eine östliche Mergelfazies und eine westliche Sandfazies ein. Beide Autoren legten die Grenzlinie dieser zwei Bereiche an die Wasserscheide zwischen Val Seriana und Val Brembana.

Die karbonatisch-mergeligen Raibler Schichten der östlichen Bergamasker Alpen sind einer über lokale Bereiche hinausgehenden Unterteilung nicht zugänglich. Dagegen kann im zentralen und westlichen Teil der Bergamasker Alpen eine Dreiteilung der Raibler Schichten vorgenommen werden (de SITTER, 1949).

Die Unteren Raibler Schichten bestehen aus fossilarmen Kalken und Mergeln,
die Mittleren Raibler Schichten aus fossilführenden Tonschiefern, Mergeln, Tuffen und Sandsteinen,
die Oberen Raibler Schichten aus fossilführenden Kalken, Mergeln und teilweise aus Rauhwacken.

Die höchsten Aufschlüsse im Grubengebiet von Gorno reichen nur bis etwa in den unteren Bereich der Mittleren Raibler Schichten. In den Profilen von Parina W, Zona Riso und M.Trevasco wurden jeweils noch 20 - 24 m, im Profil von Zuccone sogar noch 47 m der Höheren, erzfreien Raibler Schichten erfaßt. Bereits in diesen tieferen Bereichen kommen die Faziesdifferenzierungen deutlich zum Ausdruck.

Für das Gebiet des Val Seriana ist eine Wechsellagerung großer, gutgebankter Kalkpakete mit weniger mächtigen Mergel- und Schieferlagen typisch. Die Kalkpakete erreichen in den tieferen Horizonten Mächtigkeiten bis zu 4 m, in den höheren bis 14 m. Sie bestehen aus dunklen, harten, z.T. dolomitischen, stark bituminösen Kalken, die bei Anwitterung braune, rötliche und gelbe Färbung annehmen. Ihre Bankung ist sehr gut mit 10 - 17 cm durchschnittlicher Mächtigkeit und wird nach oben zu etwas gröber.

Die tonigen Gesteine (Mergel und mergelige Kalke, Tonschiefer) haben etwa 12 - 30 % Anteil an der Gesamtmächtigkeit. Sie treten ebenfalls paketweise mit Mächtigkeiten bis zu 1,5 m auf. Ihre Mannigfaltigkeit ist groß. So findet man schwarze, graue, braune und gelbe, plattig oder griffelig spaltende Mergel, schwarze feste, pyritreiche Tonschiefer und weiche, muschelig brechende Mergelkalke. Nach oben zu stellt sich ein zunehmend psamitischer Einschlag durch Sandigwerden der Mergel ein. Die Schichtoberflächen der Mergel sind oftmals übersäht mit Abdrücken kleinwüchsiger Lamellibranchiaten.

Im Gebiet von Val Brembana gewinnen pelitische und psamitische Sedimente die Oberhand über die Karbonate. Im Profil von Val Parina W nehmen die Kalke und Dolomite nur mehr 45 % der Mächtigkeit ein. Sie sind dunkel und bitumenreich und werden nach oben zu laufend toniger. Ihre Bankung ist mit 30 cm im Durchschnitt gröber als in Val Seriana. Die Mächtigkeiten der Kalkpakete nehmen gegen das Hangende laufend ab, bis man nur mehr vereinzelt geringmächtige Kalkbänke zwischen den Mergeln findet.

Die Mergel sind von grauer und brauner Farbe, reich an Kalzitkonkretionen und wohlgebankt. Besonderheiten sind blaugraue, sehr pyrit- und limonitreiche Mergel und rötlich-gelbe Sandmergel. Etwa 40 m über der Untergrenze der Raibler Schichten beginnen im Gebiet des Val Brembana (Reviere Val Parina und Val Vedra) die mächtigen, grünlichgrauen, sehr pyritreichen Raibler Tuffe. In den Aufschlüssen von Val Vedra konnten mehrere, viele m mächtige, Tuffhorizonte beobachtet werden. In einem Falle fand sich als Liegendes ein dm dicker sedimentärer Brekzienhorizont mit schwarzen Kalkfetzen in rötlichgrauer Matrix.

In den unteren, noch kalkig-mergeligen Partien der mittleren Raibler Schichten ist der vierte, oberste, weithin aushaltende Tuffit in der Serie der vulkanischen Leithorizonte zur Ablagerung gekommen.

Dünnschliffe:

Die Kalke zeigen einen ziemlich einheitlichen Aufbau. Zumeist bestehen sie aus unruhig geschichtetem Kalkpelit, der wolkig diffus Bitumen enthält und von kleinen Pyritkörnchen durchsetzt ist. Ein anderer, häufiger Gesteinstyp sind psamitische Kalke, die aus Anschwemmungen von Fossilschalen (Lamellibranchiaten, Gastropoden) bestehen und mit dunklem Kalkpelit wechsellagern. Die Umkristallisation von Schalen und Bindemittel ist weit fortgeschritten, wobei das Bitumen an Suturlinien konzentriert wird. Die Pyritverteilung ist in den organogenen Kalken ziemlich unregelmäßig, meist ist das Erz in Bitumennähe angereichert. Die Kalke sind kieselsäurearm. Vereinzelt vorkommende idiomorphe Quarze zeigen Korrosionserscheinungen. Die Sedimentationsbedingungen der Gesteine dürften ziemlich unruhig gewesen sein, da Auswaschungen deutliche Turbulenz des Wassers anzeigen.

Die "schwarze Brekzie" unter dem Raibler Tuff zeigte u.d.M. fein bis mittelkörnige dunkle Karbonatknöllchen, die in bitumenreicher karbonatischer Matrix schwimmen. Einige der Knöllchen sind von feinen idiomorphen Quarzen durchstäubt, die bereits wieder der Aufzehrung verfallen sind. Die Pyritführung der Matrix, in der Dolomitrhomboeder zu sprossen beginnen, ist beachtlich. Der Farbunterschied zwischen Komponenten und Bindemittel verwischt sich im Dünnschliff gänzlich. Die Brekzie kann als das Ergebnis ruptureller Umlagerung im Zusammenhang mit den gleichzeitigen vulkanischen Ereignissen gedeutet werden.

Die Karbonate der Raibler Schichten sind im wesentlichen als chemisch oder biochemisch gefällte Karbonatpelite mit wechselnder Beteiligung von Organopsamiten und tonigen Peliten zu bezeichnen. Ihre Ablagerung erfolgte im reduzierenden Milieu unter Bildung von Bitumen und Pyrit. Bei der Diagenese gingen Kornvergröberungen und Reinigungskristallisation der Karbonate mit Konzentration der verunreinigenden Bestandteile an Suturlinien vor sich. Die terrigenen Bestandteile der

Raibler Schichten sind tonig-mergelige Pelite und Psamite mit quarzigen Komponenten. Die vulkanischen Anteile bestehen aus Kristall- und Aschentuffen, die bei der Sedimentation innig mit psamitischen und karbonatischen Komponenten vermischt wurden. Sie sind daher besser als Tuffite zu bezeichnen.

Bei der Entstehung der Gesteine der unteren und mittleren Raibler Schichten wirkten also wiederum drei Faktoren mit, deren Einfluß jedoch lokal verschieden groß war: Die langsame, gleichförmige Ablagerung von Karbonaten, die rasche Einschwemmung von Tonen und Sanden und die periodische Einwehung von Tuffen.

II. Geochemie und Mineralogie

1. Das Kalk - Dolomitverhältnis

Da die beschriebene Schichtfolge das Nebengestein einer Erzlagerstätte darstellt, ist es von großem Interesse, die chemische Zusammensetzung der Karbonate zu betrachten. Zu diesem Zwecke wurden im Profil der Zona Riso über eine Mächtigkeit von 100 m hin aus 52 genau lokalisierten Kalk- und Mergelbänken Proben von Handstücksgröße entnommen (s. Anlage 1, Lokalprofile Val Seriana). Die Metallgesellschaft A.G. Frankfurt analysierte diese Gesteine auf Ca und Mg Gehalte und Rückstandsprozente. Der Rückstand selbst wurde leider nicht weiter untersucht. Die zahlreichen Dünnschliffe bieten jedoch für seine Zusammensetzung genügend Anhaltspunkte.
Alle Karbonatgesteine des Profiles bestehen in der Hauptsache aus $CaCO_3$. Hinzu treten in den meisten Proben wechselnde Gehalte von $MgCO_3$ als Dolomit. Dolomitfreie Analysen ergaben nur 6 Proben.

Wenn man die MgO-Prozente graphisch im Profil aufträgt, fallen einige Besonderheiten in der Verteilung auf. Man kann nämlich in geochemischer Hinsicht zwei Bereiche scharf voneinander trennen (s. Tafel 34).

Der liegende Bereich umfaßt die Unteren und Mittleren "Übergangsschichten" und weist eine rhythmische Dolomitführung auf. Nach einer Reihe Mg-freier bis höchstens 2 % MgO-führender Kalkbänke treten plötzlich Bänke mit MgO Gehalten bis zu 15 % auf, deren Zusammensetzung an

die reiner Dolomite heranreicht. Nach diesen Maximalwerten, die immer nur auf wenige Bänke beschränkt sind, nimmt der Dolomitanteil wieder langsam bis zur nächsten Reihe von Minimalwerten ab. Dieser Rhythmus von scharfem Anstieg, langsamerem Abstieg und langandauernden Minimalwerten von MgO wiederholt sich im liegenden Profilabschnitt der Zona Riso 4 mal in Abständen von 12 - 15 m.

Bei feingeschichteten Bänken mit Lagen unterschiedlichen Chemismus sind die Analysenwerte als Durchschnitt aller erfaßten Feinschichten aufzufassen. Der Großrhythmus wird so durch wechselnd große Beteiligung dolomitischer Feinschichten in den Karbonatbänken bewirkt und nicht etwa durch homogene Dolomitisierung größerer Sedimentkomplexe.

Der hangende Teil des Profiles, zu dem die Oberen "Übergangsschichten" und etwa 25 m des höheren Raibl gehören, weist eine gänzlich andere MgO Verteilung auf. Hier oszillieren die Werte in lang geschwungener Kurve um 1 - 3 %, um nach 25 m Profil langsam zu flachgewölbten Maxima von 7 - 10 % MgO anzusteigen. Irgendwelche Regelmäßigkeit der Verteilung konnte in diesem Profilabschnitt nicht erkannt werden. Auch reichen die MgO Prozente nicht mehr zur Bildung reiner Dolomite aus, es entstehen vielmehr dolomitische Kalke.

Ich glaube, daß die rhythmische Dolomitführung des liegenden Profilabschnittes mit ziemlicher Sicherheit auf eine sedimentäre Entstehung aus den Mg-haltigen Lösungen des Meerwassers deutet. LINCK (1938) hat nachgewiesen, daß in zeitweise stagnierendem Wasser flacher Meeresteile bei Anwesenheit von (organisch entstandenem) NH_4^+ eine Dolomitbildung als vordiagenetische Metasomatose des Kalkschlamms möglich ist. Die rhythmische Dolomitisierung entspräche dann einem rhythmisch wiederkehrenden Sedimentationsstillstand. Ähnlich lagige, primäre Dolomite haben SANDER (1936) und SCHNEIDER (1953) aus dem Wettersteinkalk der Nordalpen beschrieben. Eine nachträgliche, epigenetische Dolomitisierung dürfte auf Grund der Gefügebilder ausgeschlossen sein. Eine bei Erzlagerstätten naheliegende Erklärung des Auftretens von Dolomit wäre noch die als Dolomitisierung im Gefolge der Erzmetasomatose. Gegen eine solche Auffassung spricht jedoch der entscheidende Umstand, daß die Maxima der Erzführung (s. Tafel 10) im Profil in fast allen Fällen mit den Minima der Dolomitführung zusammenfallen, d.h. daß die vererzten Karbonatbänke viel geringere MgO Gehalte aufweisen als die sterilen Karbonatzwischenlagen.

2. Der unlösliche Rückstand und die Verkieselung

Der unlösliche Rückstand betrug in den Karbonaten des Esino und der "Übergangsschichten" im Mittel zwischen 1 und 5 %. Als völlig frei erwiesen sich 6 Proben, 5 Proben führten zwischen 6 und 10 % und 4 weitere bis 15 %. Bei den Proben mit mehr als 5 % Rückstand besteht der Hauptanteil aus toniger Substanz. Diese unreinen Karbonate leiten über zu den Mergeln der Raibler Schichten. Der geringe Rückstand der übrigen Proben setzt sich aus wechselnden Mengen von Bitumen, Pyrit und Kieselsäure zusammen. Das Bitumen nimmt ebenfalls gegen das Hangende des Profils hin zu, während die Gehalte an Pyrit und Kieselsäure sich kaum verschieben.

Die Raibler Gesteine besitzen alle große Ton- und Sandgehalte. Die Karbonate führen im Durchschnitt 6 - 10 % tonige Substanz. Die Mergel kommen bei Übergängen zu Tonschiefern auf Gehalte bis zu 75 % pelitisch-psamitischer Komponenten.

Der Kieselsäuregehalt normaler Sedimente des untersuchten Gesteinskomplexes ist gering. Von 50 Dünnschliffen aller Gesteinstypen erwiesen sich 27, also mehr als die Hälfte, als völlig frei. Der Rest zeigt die Kieselsäure in zwei Formen: Als größere (bis zu 1 mm), unregelmäßig begrenzte rundliche Knauern oder als kleine (bis 0,4 mm), langprismatische, idiomorphe Quarzkristalle. Beide Formen liegen als seltene Einzelkörner unregelmäßig im Gestein verteilt.

Nähern wir uns der Vererzung, so nimmt der Anteil der Kieselsäure im Gestein rasch zu. Die erzführenden Sedimente selbst können bis zu 90 % aus Quarz bestehen, der in dem charakteristischen Habitus jener vorgenannten prismatischen Kristalle auftritt. Die Karbonate treten weitgehend zurück und bilden oft nur mehr das Bindemittel dieses "Erzquarzits" (Tafel 2, Fig. 1, Tafel 20, Fig. 1). Unter dem Mikroskop gewahrt man ein wirres Aggregat tadellos ausgebildeter, sechsseitiger und säuliger Querschnitte, die alle von ungeordnet oder zonar eingebauten winzigen rundlichen Karbonateinschlüssen durchstäubt werden. In einigen Schliffen scheinen die c-Achsen mancher Kristalle in das sedimentäre "s" eingeordnet.

Wir haben hier unzweifelhaft eine echte syngenetische Verkieselung des benachbarten Gesteins im Gefolge der Erzausscheidung vor uns. Alle 12 Dünnschliffe aus 6 verschiedenen Vererzungen der Grube (Reviere Zuccone, Badoglio, Grem, Tagliatelli, Trevasco und Parina) zeigen das-

selbe Erscheinungsbild. Meist liegen hier Erz und Quarz im selben Schliff (Tafel 33, Fig. 2). Der Quarz kann also als ausgezeichneter Indikator für Erzausscheidungen benutzt werden. Das Kristallwachstum mußte schwebend in noch unverfestigtem Sediment erfolgt sein. Dabei wurden Teile des benachbarten Karbonatschlamms umwachsen und eingeschlossen. Durch wechselnd große Materialzufuhr von SiO_2 ergab sich ein Zonarbau. Da Erz und Kieselsäure gleichzeitig und gleichräumig abgeschieden wurden, kann ihre Herkunft aus ein und derselben (vulkanischen) Quelle mit Sicherheit angenommen werden.

Diese Verkieselung in idiomorph gesproßten Quarzen scheint für Blei-Zinklagerstätten des alpinen Typs geradezu charakteristisch zu sein. Es erwähnten idiomorphe Quarze aus folgenden Lagerstätten: GRANIGG & KORITSCHONER (1914) aus Mies, CLAR (1929) aus St.Veit, SCHNEIDER (1953) und TAUPITZ (1954) aus nordalpinen Revieren. Auch in den Kieslagern von Meggen und Rammelsberg kommt die Verkieselung immer in unmittelbarer Nähe der Vererzung vor.

Interessant ist das Verhalten des Quarzes gegenüber Karbonaten. In Schliffen, in denen der Anteil des Quarzes im Vergleich zu dem der Karbonate gering ist, zeigt der Quarz eindeutige Verdrängungserscheinungen. Lanzettförmige Quarznädelchen werden von beiden Enden her durch Kalzit verdrängt. Gedrungene, kurzprismatische Körner werden von den Prismenflächen her durch flächig wachsende grobe Kalkspäte aufgezehrt. Der auf Rissen in den Quarz vordringende Kalkspat vereinigt sich mit den karbonatischen Einschlüssen. In manchen Schliffen sind die idiomorphen Quarze bereits völlig beseitigt. Man erkennt nur mehr schwach schemenhaft ihre einstigen Umrisse. Dagegen zeigen die Quarzkörner in den "Erzquarziten" infolge des Überschusses an Kieselsäure nur sehr schwache, erst bei stärkerer Vergrößerung sichtbar werdende Korrosionsränder (s. Tafel 22, Fig. 1 - 3).

Der Dolomit verhält sich gegenüber Quarz in gleicher Weise aggressiv. Je größer die meist idiomorph gesproßten Dolomitrhomboeder entwickelt sind, desto geringer sind die noch erkennbaren Reste an Kieselsäure. Ganz allgemein kann man in den Gesteinen der Lagerstätte Gorno feststellen, daß die Reihenfolge der Sprossungen und anschließenden Verdrängungen von Quarz über Kalkspat zu Dolomit geht. Da für das Kristallwachstum des Quarzes eine syngenetische Entstehung zur Zeit der Sedimentbildung angenommen werden muß, kommt für die Zeit seiner Verdrängung durch Kalkspat und Dolomitspat die frühe bis späte Diagenese des Schichtkomplexes in Frage.

In dieser Folge von Mineralneubildungen spiegelt sich eine Verschiebung der p_h-Werte des Meerwassers während der Sedimentation wieder, die wahrscheinlich auf eine stoffliche Veränderung der vulkanischen Förderprodukte zurückzuführen ist.

Die Beziehungen zwischen Quarz und dem benachbarten Erz sind wechselseitig. Gegenseitige Verdrängungen konnten in keinem Falle beobachtet werden. Dagegen zeigt der Pyrit ähnliche Idiomorphie wie der Quarz. Auch er birgt in vielen Fällen eine Unmenge rundlicher Karbonatrelikte in sich (Tafel 25, Fig. 2).

In den östlichen Lagerstättenteilen der Grube Gorno beschränkt sich die Verkieselung (in der genannten Form der "Erzquarzite") nur auf die nächste Nähe der Vererzung. In den Revieren vom Val Brembana hingegen kam es zu mächtigen Kieselsäureanreicherungen in Form der obenerwähnten Lydite und "brucioni". Bei der Formung der "brucioni" scheinen auch noch spätere, hydatogen-descendente Vorgänge mitgewirkt zu haben. Auch hier in den massiv aus chalcedonartigem Material bestehenden Lyditbänken ist das Karbonat im Vordringen und verdrängt erfolgreich die Kieselsäure. So zeigt ein Schliff eine Grundmasse aus radialfaserigem SiO_2 und feinkörnigem Dolomitpelit. In der Grundmasse sproßen große idiomorphe Dolomitrhomboeder in zonarem Wachstum in die Kieselsäure hinein. Der Wachstumsgewinn wird durch bituminöse Beläge in den Anwachsstreifen dokumentiert (Tafel 23, Fig. 2).

III. Stratigraphie und Paläontologie

1. Die Fossilführung

Die Fossilführung des Profils im Grenzbereich zwischen Ladin und Karn ist in den Bergamasker Alpen wie in vielen anderen Gebieten des alpinen Raumes spärlich. Im Esinokalk mangelt es zwar nicht an Exemplaren, jedoch sind diese meist dermaßen umkristallisiert und fest im Gestein verwachsen, daß eine Freilegung und Bestimmung sehr erschwert wird. Die "Übergangsschichten" sind äußerst fossilarm, an eine Bearbeitung der selten zu findenden Querschnitte kann nicht gedacht werden. Die Raibler Schichten gelten zwar in ihren höheren Horizonten als sehr fossilreich; ihre hier allein interessierenden tieferen Be-

reiche führen jedoch nur eine dürftige, kleinwüchsige Fauna. Alle diese Hindernisse erschweren die stratigraphische Einordnung der "Übergangsschichten" und eine Grenzziehung zwischen den beiden Stufen auf paläontologischer Grundlage sehr.

Eigene ansprechbare Fossilfunde wurden nur in den Obertageaufschlüssen des Val d'Orso, der Cima di Grem und von Costa Jels gemacht. In den Untertageaufschlüssen waren makroskopisch nur Querschnitte zu beobachten, die u.d.M. noch klarer und in größerer Menge zu sehen waren. Alle 47 aus verschiedenen Detailprofilen entnommenen Schlämmproben erwiesen sich als mikrofossilfrei. Dennoch lassen diese wenigen Beobachtungen interessante Tatsachen erkennen, die für das Gesamtbild bedeutsam sind.

Es ergab sich nämlich ein scharfer Faunenwechsel inmitten der "Übergangsschichten", der auch von obertage arbeitenden Autoren (HOFSTEENGE, 1931, TRÜMPY, 1930) beobachtet und mit besserem Fossilmaterial belegt worden ist.

Der beschriebene Obere und Oberste Esinokalk ist überwiegend als Fossilschuttkalk entwickelt. Seine Hauptmasse bilden zusammengeschwemmte Schläuche von Kalkalgen. Ihre Formen sind in Bänken, die lange der Verwitterung ausgesetzt waren, in teilweise einzigartig schöner Weise herausmodelliert worden. In den erzführenden obersten Partien des Esinokalkes nehmen die Algen rasch an Individuenzahl ab und verschwinden dann im Horizont B der "Übergangsschichten" ganz. In Dünnschliffen ließen sich mehrere Exemplare bestimmen[+]:

Im Val d'Orso fanden sich in allen Schliffen
Diplopora annulata dolomitica PIA.
In den Aufschlüssen an der Cima di Grem fanden sich
Diplopora annulata dolomitica PIA
forma trichophora und vesciculifera
Diplopora philosophi PIA
? Diplopora aff.uniserialis PIA
forma trichophora
ferner Codiaceen.

Die Fauna des Oberen Esinokalkes besteht in der Hauptsache aus Gastropoden. Bei ihnen ist eine gewisse Größenabnahme gegen die "Übergangsschichten" hin zu erkennen. In den Aufschlüssen von Val d'Orso fanden

[+] Die Bestimmung übernahm freundlicherweise Herr Dipl.Geol. H. MILLER.

sich, zumeist ebenfalls in sekundärer Lagerung, viele ausgewitterte Exemplare der für den Esinokalk charakteristischen Gruppe der Chemnitzien, die Längen bis zu 7 cm erreichten. Ein weiteres, häufiges Fossil war Natica sp. mit Durchmessern bis 3 cm. Eine Artbestimmung beider Gattungen macht die schlechte Erhaltung unmöglich. An einer Stelle konnte ich noch Spirostylus lombardicus KITTL feststellen. In Dünnschliffen fand ich dickschalige Lamellibranchiatenbruchstücke und kleine Korallenquerschnitte.

HOFSTEENGE (1931) veröffentlichte eine vergleichende Fossilliste der 4 bedeutendsten Fundpunkte von Esinofossilien in den Bergamasker Alpen, in denen das Verhältnis der Gastropodenarten zu Lamellibranchiatenarten wie 6 : 1 ist. Cepalopoden und Brachiopoden fanden sich nur 3 Arten. Aus diesen Zahlen wird die große Vormacht der Gastropoden in der ladinischen Esinofauna deutlich.

In den "Übergangsschichten" vollzieht sich der Faunenwechsel. Zu Ende des Horizontes B verschwinden die letzten Algen und Großgastropoden und es erscheint eine kleinwüchsige Lamellibranchiatenfauna. Für die Horizonte C und D sind einzelne Bänke mit zahlreichen kleinen Querschnitten von ? Megalodon ? charakteristisch. Andere Kalke mit welligen Oberflächen weisen Rhizokoralliumähnliche Kriech- und Fraßspuren auf. In Dünnschliffen konnten in einigen Fällen Anhäufungen dünnschaliger Lamellibranchiaten festgestellt werden. Im übrigen sind die "Übergangsschichten" (der "Metallifero" im alten Sinne) äußerst fossilarm, was auch ältere Autoren bestätigen. HOFSTEENGE (1931) fand als Seltenheit innerhalb der Lyditbänke des Val Brembana verkieselte Querschnitte von kleinen Gastropoden.

In den Unteren Raibler Schichten treten in den mergeligen Zwischenlagen zuerst spärlich Abdrücke und Schalenreste kleinwüchsiger Lamellibranchiaten auf, die bald häufiger werden und dann eindeutig als Myophorien anzusprechen sind. In den Aufschlüssen an der Straßenbrücke über das Val d'Orso und in Badoglio konnte ich die Art als Myophoria Keferstеini MÜNST. bestimmen. In den höheren Raibler Schichten nimmt die Fossilführung zu und die Stufe bildet eine der fossilreichsten der südalpinen Trias.

Sie wurde von DEECKE (1885) im allgemeinen, HOSTEENGE (1931) im Westen und PARODI (1936) im Osten des Grubengebietes eingehender gegliedert und beschrieben. Eine Zusammenstellung sämtlicher bedeutender Raibler Fossilfundstellen der Bergamasker Alpen durch HOFSTEENGE zeigt die interessante Tatsache, daß das Verhältnis der Gastropodenarten zu Lamellibranchiatenarten sich in den Raibler Schichten in

1 : 4 verwandelt hat, daß also in der Raibler Fauna die Lamellibranchiaten weitaus überwiegen.

2. Diskussion der Ladin/Karn-Grenze

Wenn nun auf Grund des beobachteten Fossilmaterials die Grenzziehung zwischen der ladinischen und karnischen Stufe in den Bergamasker Alpen diskutiert werden soll, müssen folgende Untersuchungsergebnisse berücksichtigt werden:

1. Die höchsten bestimmbaren Ladinformen werden im Obersten Esinokalk gefunden. Sie setzen sich vornehmlich aus Gastropoden zusammen.

2. Die tiefsten, eindeutig erkannten karnischen Formen sind im tiefsten Raibl beobachtet worden. Es überwiegen die Lamellibranchiaten.

3. Zwischen beiden Fossilhorizonten liegt ein 40 - 50 m mächtiger fossilarmer Übergangsbereich, in dem jedoch an Hand vieler Dünnschliffe ein genau zu lokalisierender, in allen Profilen ungefähr in gleicher stratigraphischer Höhe liegender scharfer Faunenschnitt nachzuweisen ist. An die Stelle einer Gastropodenvormacht tritt eine Lamellibranchiatenvormacht.

4. Der Faunenwechsel ist mit einem Fazieswechsel verbunden.

Für die Grenzziehung gibt es nun zwei Möglichkeiten: Legt man die Grenze beider Triasstufen an die Stelle des Faunenwechsels innerhalb der "Übergangsschichten", so ist sie eindeutig faziell und nicht durch paläontologische Entwicklung bedingt. Lehnt man ein solches Vorgehen ab und beschränkt sich auf das bestimmbare Fossilmaterial, so wird die Grenze unscharf und es verbleibt eine nicht genau einzuordnende Übergangszone.

In jeder Weise wäre es jedoch falsch, bedenkenlos Esino = Ladin und Raibl = Karn zu setzen. Gegen solche Argumentation sprechen die Beobachtungen aus den östlichen Bergamasker Alpen. Hier fehlt, wie schon an anderer Stelle betont, ein Übergangsbereich und der Esinokalk grenzt scharf an die Raibler Schichten. In der Grube von Zuffalino und im Süden vom Monte Pare' hat SWOLFS (1938) in den Obersten Lagen des gutgebankten Esinokalkes Myophorienähnliche Querschnitte gefunden. PORRO (1903) beobachtete im Presolanagebiet zwischen den hellen Oberen Esinokalken dünne Mergeleinschaltungen mit Myophoria Kefersteini MÜNST. Auch DEECKE (1885) konnte aus den untersten Mergeleinschaltungen zwischen esinoartigen Kalken der östlichen Bergamasker Alpen Myophorien bestimmen. Diese übereinstimmenden Beobachtungen machen deutlich, daß in den östlichen Bergamasker Alpen die Esinofazies bis

ins Unterkarn hin bestand und daher der Oberste Esinokalk noch als unterkarnisch zu bezeichnen ist. Der Faunenumschlag fällt in diesem Bereich nicht mit dem Faziesswechsel zusammen.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Ladin/Karn-Grenze in den Bergamasker Alpen schräg durch die Faziesbereiche der "Übergangsschichten" (Metallifero") und des Oberen Esinokalkes hindurchgeht. Eine gut fundierte Grenzziehung wird in den "Übergangsschichten" infolge Fossilmangels nicht möglich sein. Die paläontologische Grenzziehung fällt nicht mit einer lithologischen Grenzlinie zusammen. Bei Geländekartierungen ist daher eine genaue Abtrennung ladinischer von karnischen Gesteinen unmöglich. Das Vorgehen PORROs (1903) und HOFSTEENGEs (1931), den "Metallifero" ganz dem Ladin zuzuschreiben, ist ebenso ungenau wie das von SWOLFS (1938) u.anderen, ihn auf Grund weiter östlich gemachter Funde von karnischen Fossilien in Esinokalken ganz dem Karn einzuordnen. Als völlig verfehlt muß man den von KROL (1943) gemachten und von de SITTER (1949) gebilligten Versuch werten, die Ladin/Karn-Grenze nur an Hand eines, wenn auch noch so charakteristischen lithologischen Merkmals exakt durch die ganzen Bergamasker Alpen ziehen zu wollen. Eine faunistisch definierte Grenze zwischen zwei mächtigen Stufen wird sich niemals an das faziell bedingte erste Auftreten einer Feinschichtungstextur halten.

D. Das Profil der Vulkanite

1. Die Porphyrite und Tuffe der tieferen ladinischen Schichtglieder

Schon im Laufe der Geländearbeiten ergab sich die Notwendigkeit, die im Grubengebiet von Gorno beobachteten vulkanischen Erscheinungen über das enge Arbeitsgebiet hinaus zu verfolgen und sie im Rahmen des ganz eigenständigen Triasvulkanismus der Bergamasker Alpen zu betrachten. Da eine zusammenfassende Darstellung der vulkanischen Tätigkeit in der Trias der Bergamasker Alpen bisher noch aussteht, soll an dieser Stelle versucht werden, an Hand eigener Arbeiten und der Beobachtungen von de SITTER (1949) und seinen Schülern einen kurzen Überblick zu geben.

Im Skyth und Anis wurde an keiner Stelle vulkanische Aktivität festgestellt. Erste Anzeichen finden wir in den tiefsten Buchensteiner Schichten. Östlich des Lago d'Iseo sind nach MAASKANT (1941) im Gebiet des Monte Guglielmo direkt über den Aniskalken mehrere Stöcke grüner Pyroxen-Porphyrite und Tuffe aufgeschlossen, die Mächtigkeiten bis zu 60 m erreichen.

Die Porphyrite sind stark zersetzt, die Plagioklaseinsprenglinge serizitisiert oder durch Kalzit verdrängt. Der Anorthitgehalt beträgt zwischen 38 und 54 %. Biotit und umgewandelter Pyroxen kommen ebenfalls als Einsprenglinge vor. In der Grundmasse ist nur Quarz und Plagioklas erkennbar. Die hangenden Tuffe stammen vom selben Porphyrit und werden als "Pietra verde" bezeichnet.

Weitere bedeutende Vorkommen von Porphyrit werden in dem tiefeingeschnittenen Canyon des Dezzo (Via mala) westlich vom Val Camonica gefunden. Hier liegt eine maximal 100 m mächtige Porphyritlinie unmittelbar unter dem hellen Unteren Esinokalk konkordant in den Oberen Buchensteiner Schichten. Die Petrographie dieses Porphyrites haben GÜMBEL (1880) und de SITTER (1949) bearbeitet.

In einer Grundmasse von Plagioklas, die Fluidaltextur mit paralleler Anordnung zeigt, liegen als Einsprenglinge viel Plagioklas und Biotit, seltener Quarz, Orthoklas und Hornblende. Der Porphyrit hat große Mengen von Kalk assimiliert, die die Feldspäte verdrängen. Auch die Grundmasse ist meist kalzitisiert. Das meiste Porphyritmaterial liegt als eine Art brekziöser Mischung mit Porphyrittuffen und den umgebenden Kalkgesteinen vor. An manchen Stellen beobachtet man von der Grenzregion her ein Hereinragen der dunklen Kalkbänke in den Porphyrit. Die Grenzzone selbst zeigt eine innige Vermischung von Porphyrit und Kalkmassen. Das Effusiv dringt in feinen Äderchen in den Kalk-

stein ein und enthält zahlreiche Kalksteinbrocken in der Teigmasse. Diese Einschlüsse sind stark metamorph, meist marmorisiert. Die eigentliche Kontaktzone zum umgebenden Kalk und in den Einschlüssen ist äußerst dünn, meist nur einige mm und besteht aus rekristallisiertem Kalzit und Chloritkristallen, die senkrecht zur Kontaktfläche gesproßt sind.

Die beiden Porphyrite von M.Guglielmo und Val Dezzo sind als oberflächennahe Intrusionen zu deuten. Ihre innige Vermischung mit dem Nebengestein, die geringe Kontaktwirkung und die Fluidaltexturen deuten auf ein schnelles Eindringen in den noch nicht sehr verfestigten Kalkschlamm. Da die zur Untersuchung verwendeten Schliffstücke einen sehr frischen, unverwitterten Zustand aufwiesen, muß die Kalkaufnahme und Kalzitisierung der Feldspäte zum Zeitpunkt der Intrusion erfolgt sein. Ihr unterladinisches Alter dürfte somit ziemlich gesichert sein.

Weitere Spuren des unterladinischen Vulkanismus finden sich in den Buchensteiner Schichten des nordöstlich anschließenden Gebietes zwischen Val Dezzo und Val Camonica. Hieraus beschreiben DORSMAN (1940) und ERDMAN (1941) gelbe und grüne Tuffsandsteine, die mit Kieselkalken und Mergeln wechsellagern. Im Val Seriana fand SWOLFS (1938) in den oberen Buchensteiner Schichten verkieselte Kalke mit Tuffmergelzwischenlagen.

Aus den Buchensteiner Schichten des Grignagebietes erwähnt TRÜMPY (1930) zwei Horizonte (2 und 40 m mächtig) von "Pietra verde". Er beschreibt sie als vorwiegend kalkig-dolomitisch mit grüner Pigmentierung. Das grüne Tuffmaterial fand sich vorwiegend auf den Schichtflächen. Schliffe zeigen eine kryptokristalline kalkige Grundmasse mit Einsprenglingen von Quarz und seltenen, zersetzten Plagioklasen.

Zur Zeit der Wengener Schichten dauert die vulkanische Tätigkeit in den genannten Gebieten fort. Es kommt zur Ablagerung charakteristischer grüner und gelber Tuffsandsteine, die mit Kalken und Mergeln wechsellagern. Im Guglielmogebiet besitzen die Wengener Tuffsandsteine Mächtigkeiten von 10 - 30 m, im Dezzogebiet bis 75 m, östlich des Flusses bis 175 m. Aus dem Gebiet östlich des Val Seriana beschreibt SWOLFS (1938) aus den unteren Wengener Schichten 60 m mächtige Tuffsandsteine.

An zwei Stellen hat er die Tuffe näher untersucht. Bei Stalle Muschello südlich des Pizzo Presolana fand er ein gelbgraues, sandiges Gestein mit vielen dunkelgrauen, kugeligen Einschlüssen. U.d.M. erwies

es sich als stark kalzitisierter Kristalltuff. In der entglasten, mit Kalzit vermengten Grundmasse steckten zahlreiche Kristalle von Plagioklas, Pertnit, Orthoklas, Quarz und Biotit. Die Feldspäte, voraus Orthoklas und Perthit, waren stets idiomorph, die Quarze dagegen stark zerbrochen und oft korrodiert. Der Quarzanteil war sehr gering gegenüber den Feldspatgehalten. Selten waren Pyrite und sehr kleine Einschlüsse von Glas zu sehen. Die kugelförmigen Einschlüsse waren entglaste Kieselkonkretionen.

Bei Cno.Castello fand SWOLFS (1938) arkoseähnliches Gestein. Im Schliff sah man in der unregelmäßig entglasten Grundmasse verschiedene, meist über 2 mm große Einschlüsse von Porphyrit, die ihrerseits in der grob entglasten Grundmasse außer sehr feinen Feldspatleistchen auch größere, sehr stark umgewandelte Plagioklase führten. Als Einsprenglinge kamen im Tuff kleine Plagioklaskristalle und Quarzfragmente vor. Der Limonitgehalt war sekundär. Das Gestein konnte man als Porphyrit-Tuff-Brekzie ansprechen.

Im Grignagebiet beobachtete TRÜMPY (1930) tuffogene sandige und mergelige Kalke, die braun gefärbt waren und viele kleine Quarze führten.

Alle angeführten Vorkommen vulkanischer Gesteine liegen ausnahmslos in der geschichteten Fazies des Ladins. Aus der massigen Riff-Fazies des Esinokalkes-und dolomites, der lokal das ganze Ladin vertreten kann, sind bisher keinerlei vulkanische Anzeichen bekannt geworden. Solche treten erst wieder im Oberen Esinokalk auf, der dann eine regelmäßige Bankung aufweist.

2. Die Tuffe und Tuffbrekzien des Oberen Esinokalkes

Hier begegnen wir wieder vulkanischem Material in den Kalk-Tuff-Brekzien des "calcare rosso"-Niveaus. Sie wurden von SWOLFS (1938) zum ersten Mal aus dem Val Seriana beschrieben und von mir jetzt auch an vielen Stellen im Grubengebiet aufgefunden (Lokalitäten s. Seite 10).

In den einfachsten Fällen bestehen die Brekzien aus eckigen Kalkbruchstücken des Untergrunds, die von tuffiger Matrix verkittet werden. An Komponenten überwiegen dunkle, graue bis schwarze Kalke, deren Ursprungsort man in der tieferen anisischen "Valseccaformation" suchen muß. An zweiter Stelle stehen Gesteine des unmittelbar benachbarten "calcare rosso", wie rote gestreifte Kalke, oolithische und brekziöse Kalke. Viel seltener sind Stücke von Esinokalk. Kristallin oder Sandsteine des tieferen Untergrundes wurden nie beobachtet. Bei großen Brekzienmächtigkeiten kann man oft eine Veränderung in der Zusammen-

setzung vom Hangenden zum Liegenden feststellen. So findet man die helleren und rötlichen Komponenten der stratigraphisch höheren Regionen zumeist in den unteren Brekzienlagen, die schwarzen des tieferen Untergrundes in den oberen. Die Brekzien sind völlig unsortiert, Korngrößen von mm und dm Größe liegen unmittelbar nebeneinander. Im Val Vedra ist jedoch eine allgemeine Abnahme der durchschnittlichen Korngröße von 5 - 6 cm in den liegenden Partien auf 2 - 3 cm in den hangenden Partien festzustellen. SWOLFS (1938) gibt für die Brekzie im Val Seriana durchschnittliche Korngrößen von 5 cm, für jene am Monte Pare' nur 1 mm an.

Die tuffige Matrix liegt in den häufigsten Fällen als dünnes Häutchen oder Zwickelfüllung zwischen den dicht gepackten Kalkbrocken. Die benachbarten Kalkbänke unter und über den Brekzienlagen zeigen über mehrere Meter Mächtigkeit eine starke Zerrüttung. Tuffmaterial durchsetzt schlierenförmig auf Klüften und Schichtfugen das Gestein. Die Färbung der Matrix wechselt von Aufschluß zu Aufschluß zwischen dunkelrot und hell- bis dunkelgrün. Im Val Brembana, in Oltre il Colle und am Monte Pare' zeigt sie ähnlich rote Farben wie der benachbarte "calcare rosso". Wo dieser fehlt (Val d'Orso, Oberes Parinatal, Serpente, Monte Trevasco), erscheint sie grünlich.

Dünnschliffe:

Das Tuffitmaterial besteht aus einer grünlichgrauen bis rötlichen Grundmasse von Hydroglimmern, Chlorit und Epidot. In ihr liegen Einsprenglinge von kantengerundeten bis eckigen Quarzen (niemals idiomorph oder gefüllt!), Biotitfetzen, nadelige bis gedrungene Hämatite und idiomorphe, meist mit kugeligen Karbonatrelikten gefüllte Pyrite (s. Tafel 33, Fig. 1). Die stark verwitterten Feldspäte sind nur mehr in Umrissen zu erkennen. Der große Kalkgehalt der Tuffe macht sich in Neusprossungen von Kalzit bemerkbar. Ebenso findet man als Neubildung Quarz in Rasensäumen um die Pyrite, meist in nadelförmigem Habitus. Innerhalb des Tuffes findet man häufig unregelmäßige, lagige Partien von Kalkspat, der dann große Teile der Tuffmächtigkeit ausmachen kann. SWOLFS (1938) fand in den Tuffen noch idiomorphe Zirkone, kleine Körner von Glas und wahrscheinlich Klinozoisit. Die unterschiedliche Färbung des Materials beruht auf den verschiedenen Oxydationsstufen des Eisens, das als Hämatit und Pyrit in großen Mengen vorhanden ist. Rötliche Färbung entsteht durch Oxydation zu 3 wertigem Fe in Oxyden und Hydroxyden (Limonitbildung). Bei sauerstoffarmem, reduzierendem Milieu werden grüne Oxydulverbindungen mit der Vorherrschaft des Fe^{++} gebildet.

Über die Dünnschliffe hinaus ergaben röntgenographische und differentialthermoanalytische Untersuchungen wesentliche Daten über die mineralogische Zusammensetzung der Tuffite und hauptsächlich ihrer Grund-

masse. Die Analysen wurden dankenswerter Weise von Dr. H. KRUMM (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel) und der Soc. SORMIREN spa (Milano) ausgeführt. Es ergaben sich für

1. Grüner Tuffit vom Bruch an der Ponte delle Seghe (An. KRUMM): viel dioktaedrischer Illit, viel Kaolinit, etwas Chlorit, sehr wenig Montmorillonit, ziemlich viel Quarz, wenig Kalzit mit geringem Mg-Gehalt, etwas Hämatit.

2. Roter Tuffit vom Bruch an der Ponte delle Seghe (An. SORMIREN): großer kalkiger Anteil, viel Illit, weniger Montmorillonit, häufig glasige Anteile, Quarz, Pyrit und Hämatit.

3. Grüner Tuffit in Serpente (An. KRUMM): fast nur dioktaedrischer Illit, wahrscheinlich auch geringer Anteil eines quellbaren Minerals und Pyrit.

4. Rote Matrix in Tuffbrekzien vom Val Vëdra (An. KRUMM): mäßig viel Muskowit-Illit, mäßige Anteile von Montmorillonit, viel Kalzit (mit geringem Mg-Gehalt), etwas weniger Quarz, etwas Hämatit,? Goethit,? -Cristobalit,? Spinell.

Dünnschliffe zeigen die enge Vermengung von sedimentärem Material mit endogenen Bestandteilen. Hierbei kann man oft ein Fließgefüge von Kalkbruchstücken in tuffogenem Material beobachten. Kleine Kalkbrocken sind deutlich in das sedimentäre "s" eingeordnet. Große Bruchstücke grob geschichteten, pyrit- und bitumenführenden Kalkes werden von strömungsgerichtetem Kalk-Tuffschlamm umflossen, in dem Kalzite, eckige Quarze und Erz schwimmen (Tafel 32, Fig. 2). Auch geringfügige Kontakterscheinungen an Kalken fallen auf; sie sind auf Durchgasung und Aufwärmung zurückzuführen. Vom Tuff ziehen unregelmäßig sich vergabelnde Schlieren in den Kalk hinein, auf welchen lamellare Kalzite aufsprossen. An anderen Stellen findet man dünne Kontaktsäume von grünem, nadelförmigem Chlorit. Manche Schliffe vermitteln den Eindruck einer Dislokationsbrekzie. Grobe Brocken verschiedenartiger Kalke (Tutenkalke, Feinrhythmite, detritische Kalke) werden von brauner, z.T. chloritischer, mit trüben Karbonatrhomboederchen durchsetzter Matrix verkittet (Tafel 32, Fig. 1). Auch abwechselnde Sedimentation von Tuffmaterial und detritusführendem Kalkpelit ist zu bemerken.

In den meisten Aufschlüssen liegen die Brekzien konkordant zwischen den Karbonatbänken des "calcare rosso", ähnlich sedimentären Brekzien (Tafel 30, Fig. 2). Ihre endogene Mineralführung und die Kontakterscheinungen sprechen aber für eine vulkanische Mitwirkung bei ihrer Entstehung. Als Deutung all dieser geschilderten Beobachtungen ist

anzunehmen, daß sich bei submarinen Vulkaneruptionen frisch abgelagertes, noch weiches Material mit bereits verfestigtem, aus der Tiefe stammendem vermischte, im Meer emporgeschleudert wurde und sich dann rings um den Explosionsschlot schichtig und nach den Seiten hin langsam ausdünnend am Meeresboden sedimentierte. Dabei kam es zu Rutschungen und Fließen des noch plastischen Materials an den Flanken des flachen Schüttungskegels.

Um diese Annahme zu stützen, war es von Bedeutung, daß auch einige Eruptionszentren gefunden werden konnten, in denen die Kalk-Tuffbrekzie das Nebengestein diskordant durchsetzt.

Im Revier von Val Vedra durchfuhr der Untersuchungsvortrieb Pian Bracca Nord in schwach geneigten Schichten des Obersten Esinokalkes auf rund 80 m die Brekzie eines solchen Vulkanschlotes. Die guten Aufschlußverhältnisse ermöglichten einen zeichnerischen Rekonstruktionsversuch seines Aufbaus (s. Tafel 35).

Über einem mächtigen "calcare rosso", in dem bereits dünne Lagen von Brekzienmaterial vorkommen, liegt, diskordant in Taschen und Keilen in den Kalk eingreifend, eine bis 2 m mächtige Brekzienlage mit dunkelroter Matrix, die von einem Zentrum aus nach allen Seiten hin rasch ausdünnt. Die frei in der reichlichen Matrix schwimmenden eckigen Komponenten bestehen aus grauen und schwarzen, meist aber rötlichen Kalken des tieferen oder in der Nähe anstehenden Untergrundes, sind völlig unsortiert und weisen eine durchschnittliche Korngröße von 5 - 6 cm auf. Über der roten Kalk-Tufflage findet sich mit unregelmäßiger Auflagerungsfläche eine bis 150 cm mächtige Brekzienlage mit schwarzen Kalken in dunkelgrüner Tuffmatrix (s. Tafel 26). Die durchschnittlichen Korngrößen sind hier mit 2 - 3 cm etwas feiner. Darüber folgt als oberste Lage ein bis 70 cm mächtiger, gutgeschichteter grün und rotgestreifter Tuffit mit schichtiger Einlagerung von Kalkschnüren (s. Tafel 27, Fig. 1 und Farbtafel 28).

An einer etwas entfernteren Stelle im Querschlag bemerkt man in den Bänken des "calcare rosso" eine saiger durchsetzende Röhre von 40 - 50 cm Breite, die sich nach oben hin (in Richtung auf den Brekzienhorizont) trichterförmig erweitert. Darin liegen in roter Matrix eingebettet größere und kleinere Trümmer von Gesteinen der unmittelbar benachbarten Wandung. Die meisten Schollen liegen noch am ursprünglichen Ort in "s" eingeregelt, nur von ihrer Umgebung durch tufferfüllte Kanäle abgetrennt und meist etwas verkippt. Der rote Tuff findet sich auch von der Röhre ausgehend in den Schichtfugen und Klüften des umgebenden "calcare rosso", eine Abtrennung weiterer Schollen vorbereitend (s. Tafel 4).

Die laterale Ausdehnung dieses dreilagigen vulkanischen Komplexes vom Val Vedra kann auf Grund benachbarter Aufschlüsse mit 80 - 90 m angegeben werden, wobei die beiden Brekzienlagen nach außen zu ganz auskeilen und der Tuffit sich auf 10 - 15 cm verdünnt.

Einen weiteren interessanten Aufschluß bildet die Rimonta Serpente auf Costa Jels. Hier lagert eine etwa 1 m mächtige Brekzie in Diskordanz auf den Bänken des Oberen Esinokalkes, die in ihrer Nähe von Tuffschlieren und Tuffhäutchen durchzogen sind. Die Brekzie besteht aus dunklen und hellen Kalkbruchstücken mit einer durchschnittlichen Korngröße von 1 - 2 cm und einem Bindemittel von hellgrünem Tuffmaterial. Über der Brekzie lagert ein hellgrauer bis grüner, gutgeschichteter Tuffit mit einer grobklastischen Zwischenlage, die bis zu 3 mm große Kalk- und Quarzbruchstücke und idiomorphen Pyrit enthält (Tafel 25, Fig. 1 und 2). Auch dieser Brekzien- und Tuffithorizont weist keine 100 m überschreitende Lateralerstreckung auf.

Wohl am besten war der Vulkanschlot an der Ponte delle Seghe im Val Seriana aufgeschlossen. Hier sind zu beiden Seiten des engen Tales zwei Steinbrüche angelegt, deren Profile schon SWOLFS (1938) beschrieben hat und die kombiniert ebenfalls einen Rekonstruktionsversuch erlauben (s. Tafel 25)+. Über dem "calcare rosso"-Niveau finden wir hier eine vulkanische Schichtfolge, die sehr der vom Val Vedra gleicht. Die liegenden Kalke sind stark zerrüttet und gang- und schlierenförmig von rotem Tuffmaterial durchzogen (Tafel 27, Fig. 2). Darüber folgt leicht diskordant eine bis 6m mächtige Brekzienlage von hellgrauen, dunkelgrauen und rotgestreiften Kalktrümmern, die in einer unten dunkelrot gefärbten, nach oben zu in grau übergehenden tuffigmergeligen Matrix schwimmen. An Grenzflächen der verschiedenen Färbung kommen Gleitflächen mit Fluidaltextur vor, auf denen es deutlich zu Rutschungen des hangenden Teiles gekommen ist (vgl. de SITTER (1949, Abb.S.170). Über der roten Tuffbrekzie folgen in wechselvoller Lagerung grünliche Brekzienlagen, dünne Kalksteinbänkchen, grüne geschichtete Tuffe oder solche mit reichlicher Einlagerung von gerundeten, geröllartigen Kalkbrocken (s. Tafel 3). Dieser hangende Komplex wird bis zu 3,5 m mächtig. Die laterale Ausdehnung der vulkanischen Serie in Val Seriana beträgt rund 100 m.

3. Die Tuffite und Porphyrite der erzführenden Schichtfolge

(Oberster Esinokalk bis Untere Raibler Schichten)

In der über dem Oberen Esinokalk folgenden erzführenden Schichtfolge dauert die vulkanische Tätigkeit an. Es werden hier hauptsächlich Tuffe gefördert und mit Sedimentmaterial vermischt als Tuffite am

+ Leider hat der in letzter Zeit rasch fortschreitende Steinbruchsbetrieb die diskordanten Partien zum größten Teil abgebaut oder unzugänglich gemacht.

Meeresboden abgelagert. EHRENDREICH (1960) gebührt das Verdienst, im Ribasso Riso als erster 4 Tuffitlagen gefunden zu haben, die sich in meinen späteren Arbeiten als überaus zuverlässige und weitverbreitete Leithorizonte erwiesen. EHRENDREICH fand je einen Tuffit im Obersten Esinokalk (Horizont A), im Horizont B der "Übergangsschichten", in den Unteren Raibler Schichten (Horizont E) und im Höheren Raibl, die er von unten nach oben Tuffit 1, 1a, 2 und 3 nannte.

Die stoffliche Zusammensetzung des vulkanischen Anteils der Tuffite gleicht derjenigen der tieferen Horizonte völlig. Ihre Härte und Festigkeit ist jedoch ungleich geringer. Sie besitzen eine schiefrige Textur und zerfallen beim Zerreiben in feine, talkähnliche Schüppchen. Die Flächen der einzelnen Partikel fühlen sich seifenartig glatt an, feine Splitter sind im Licht durchscheinend.

Auch diese Tuffite wurden differentialthermoanalytisch, röntgenographisch und chemisch analysiert.

Die chemische Zusammensetzung dreier, von groben Verunreinigungen gesäuberter, Tuffitproben ist folgende:
(nach Analysen der Metallgesellschaft A.G. Frankfurt)

in Gew. %	Probe I	Probe II	Probe III
SiO_2	53,6	50,6	49,4
Al_2O_3	22,9	27,1	29,5
CaO	1,1	?	?
MgO	4,65	?	?
K_2O	8,97	?	?
Na_2O	0,05	?	?
H_2O	8,6	8,54	8,74
	99,87	86,24	87,24

? = nicht bestimmt.

Diese Analysenergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung mit der Näherungsformel für Illite.

Bei der röntgenographischen Untersuchung vorstehender drei Tuffitproben durch das Sedimentpetrographische Institut der Universität Göttingen ergab sich:

Die Grundmasse besteht in allen Proben aus Illit und geringen Mengen von Muskowit. Gröbere Bestandteile sind Kalzit, Quarz, Gips und Pyrit,

in den Proben II und III außerdem noch ? Orthoklas.

Die gemischt röntgenographisch-thermoanalytische Bearbeitung von Dr. H. KRUMM (Kiel) erbrachte:

1. Grüner Tuffit 1 aus Badoglio:
Viel dioktaedrischer Illit, der etwas quellbar ist, vielleicht mit einem Wechsellagerungsanteil. Wenig Kalzit, etwas Pyrit.

2. Grüner Decktuffit (Tuffit 1 in schlotnächster Ausbildung) im Val Vedra:
Viel dioktaedrischer Illit, eventuell sehr wenig Chlorit, etwas Quarz, ? Rhodochrosit.

Ich selbst entdeckte in Schlämmproben kleine dunkle Glaseinschlüsse. Frisches, unzersetztes Material von Kristall- oder Aschentuffen konnte an keiner Stelle mehr gefunden werden. Es dürfte restlos der starken submarinen Verwitterung (Halmyrolyse) zum Opfer gefallen sein. Nach der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse und der Einsprenglingsreste zu urteilen, dürfte ursprünglich ein Gemenge von Kalifeldspat, Quarz und Biotit vorgelegen haben. Es handelt sich also um relativ saure Tuffe.

Bei einer vergleichenden Betrachtung der mineralogischen Zusammensetzung dieser Tuffite und der früher beschriebenen des Oberen Esinokalkes fällt auf, daß die Vulkanite der erzführenden Sedimentserie viel homogener aufgebaut sind und fast nur aus Illiten bestehen, während jene ein Gemenge von Illiten, Montmorilloniten und z.T. auch Kaoliniten darstellen.

Alle vier Tuffite des erzführenden Schichtkomplexes weisen charakteristische Merkmale auf, die ihre Erkennung erleichtern.

Der Tuffit 1 tritt als unterster stets in einer Umgebung dickbankiger heller Esinokalkeauf (Tafel 29, Fig. 1). Sein Vertikalabstand zu den Tuffbrekzien des "calcare rosso" beträgt 12 - 15 m. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 8 und 26 cm. Seine Farbe kann graugrün, gelbgrün, grauweiß bis weiß sein. Im frischen Bruch fühlt er sich talkig an und zerfällt in kleine plattige Schüppchen. Der Tuffit ist ziemlich rein und führt nur sehr selten auf Klüften Kalkspat oder Pyritschnüre. An der Luft wird er schnell hart und spröde.

12 - 20 m über Tuffit 1 folgt inmitten der gebänderten, hell- bis dunkelgrauen Kalke des Horizonts B der Tuffit 1a. Er ist entweder als 2 - 5 cm mächtige Einzellage oder häufiger als zwei dünne, durch eine Kalkbank von 50 - 60 cm Mächtigkeit voneinander getrennte Tufflagen von je 1 - 3 cm Dicke ausgebildet (Tafel 29, Fig. 2). In letzterem Falle wird er Doppeltuffit genannt. Wenn seine Mächtigkeit unter 1 cm sinkt, wird er zwischen den Kalkbänken zerrieben und ist dann nicht mehr zu erkennen. Im Gebiet von Costa Jels kam er nicht zur Ablagerung. Seine Stelle nimmt dort eine 5 cm mächtige Mergellage ein. Die Farbe

des Tuffits 1a ist wegen seiner vollkommenen Reinheit grau bis grauweiß. Seine Konsistenz ist weich, meist zähplastisch.

Im Horizont C und D finden wir keine Tuffite. Erst etwa in der Mitte der erzführenden Unteren Raibler Schichten (42 - 52 m über Tuffit 1a) erscheint der Tuffit 2. (Tafel 29, Fig. 3) Er liegt bereits zwischen dunklen Kalken und Tonschiefern. Seine örtlich verschiedene Mächtigkeit beträgt 5 - 11 cm. Der Tuffit 2 ist stark durch sandiges und kalkiges Material verunreinigt und enthält viel schiefrig-bituminöse Anteile. Seine im frischen Aufschluß schwarzgrüne Färbung schlägt durch Oxydation des enthaltenen Pyrits schnell nach gelbbraun bis rotbraun um. Durch Feuchtigkeit wird er plastisch und schmutziggelb bis grauweiß entfärbt.

Der Tuffit 3 tritt 27 - 29 m über Tuffit 2 im Höheren, bereits erzleeren Raibl auf (Tafel 30, Fig. 1). Er ist 8 - 13 cm mächtig und hat im frischen Stück Ähnlichkeit mit Tuffit 1. Starke Verunreinigung mit Erzen jedoch verleiht ihm in älteren Strecken stets eine intensiv rotbraune Färbung.

Das horinzontale Verbreitungsgebiet dieser vier Tuffite ist außerordentlich groß. Es reicht nachgewiesenermaßen vom kevier M.Trevasco im Osten bis in das Revier Dossena im Westen, eine O-W Erstreckung von etwa 20 km. Die erschlossene N-S Ausdehnung beträgt ca. 4 km. In allen bekannten Profilen dieses Raumes kehren die Tuffite mit ihren charakteristischen Eigenschaften in gleichem Vertikalabstand wieder, den auch die stratigraphischen Horizonte aufweisen. Sie stellen daher horizontgetreue, faziesungebundene Zeitmarken dar, die explosionsartig von einigen Zentren her ausgeblasen und im Meer sedimentiert wurden. Den Gedanken, daß bei Fossilmangel Tuffe und Tuffite weitreichende Leithorizonte abgeben könnten, drückte bereits HUMMEL (1932) aus. Er forderte dabei eine Herkunft aus gasreichen sauren bis intermediären Magmen, weil nur diese fähig sein könnten, in stark explosiver Tätigkeit weithin Aschentuffe abzulagern. Auch ABT (1958) mißt den intermediären bis sauren Tuffen (des Rammelsberges) im Gegensatz zu KRAUME (1955) große stratigraphische Bedeutung zu.

Im Gegensatz zu den horizontal weniger verbreiteten, aber viel mächtigeren Tuffen des "calcare rosso" sind die Tuffite der erzführenden Schichtserie - von einer Ausnahme abgesehen - nie in Verbindung mit Eruptivbrekzien angetroffen worden, sondern lagen immer konkordant zwischen Sedimentbänken. Ihre Explosionszentren sind daher mit Ausnahme eines (des einzigen ?) Zentrums des Tuffits 1 unbekannt. Der auf S. 41) beschriebene, die Brekzie von Val Vedra überlagernde Tuffit hat sich nämlich an Hand von Profilkorrelierungen als Tuffit 1 - in großer, schlotnaher Mächtigkeit - erwiesen. Von seinem Explosionszentrum aus nimmt der Tuffit dann schnell an Mächtigkeit ab. Die

Lage der Förderzentren der anderen Tuffite oder weitere Ausstoßpunkte des Tuffits 1 können an Hand von Mächtigkeitsunterschieden nur vermutet werden (s. Kap. E).

Eine zweite, sehr bedeutsame Äußerung des Triassischen Vulkanismus im Grubengebiet von Gorno ist der Porphyrit von der Costa di Belloro. Hier wurde von der Erosion in rund 1.100 m NN ein unregelmäßig begrenzter Stock von 600 m O-W und 350 m N-S Ausdehnung freigelegt.

Das Gestein ist sehr unfrisch und von dunkelgrüner Farbe. Alle primären Mineralien sind mehr oder weniger zersetzt und in Chlorit, Zoisit, Epidot und Kalzit umgewandelt. Der frühere Mineralbestand kann nur mehr an seinen einstigen Umrissen und der Lage der Sekundärmineralien bestimmt werden. Die Grundmasse bestand in der Hauptsache aus Plagioklasen. Als Einsprenglinge fanden sich neben Augiten und Plagioklasen vor allem bis zu 2 cm lange Hornblendennadeln. Nebengemengteile sind Quarz, Biotit, Apatit und Pyrit (Tafel 31, Fig. 2). Die Hornblendenadeln zeigen eine interessante Einregelung. Am Rande des Stockes liegen sie alle streng parallel zur Abkühlungsfront, teilweise in Fließgefügen vertikal nach oben herausweisend (Tafel 31, Fig.1). Nähert man sich dem Kern des Stockes, so ist die Verteilung völlig wirr. Kontakterscheinungen wurden bisher nicht wahrgenommen, wohl aber eine starke Assimilation von Kalk, der teilweise noch in gröberen Einschlüssen zu finden ist.

Der geologischen Position nach liegt der Stock im Raum zwischen den "Übergangsschichten" und den höheren Raibler Schichten, wobei das sedimentäre Dach mit der Kuppel des Eruptivs abgetragen ist. Geoelektrische Tiefsondierungen, die von der Fa. J.J. REEH (Karlsruhe) ausgeführt wurden, ergaben maximale Porphyritmächtigkeiten von 70 - 80 m. Die ursprüngliche Mächtigkeit dürfte 100 m nicht überschritten haben.

De SITTER (1949) nennt den Porphyrit von Belloro einen Hornblendedioritporphyrit und glaubt in Analogie zu den unter D. 5 beschriebenen Gangporphyriten an eine im Tertiär erfolgte Intrusion. Der Lagerung, dem Alterungsgrad und der petrographischen Verwandtschaft mit den Wengener und Buchensteiner Porphyriten und Tuffen nach halte ich dagegen den Nadelporphyrit von Belloro für einen im Mittelkarn oberflächennah intrudierten, kleinen Lakkolithen. Er erstarrte bei Annäherung an den kälteren, wasserreichen Meeresuntergrund rasch und ohne Kontaktwirkung unter Abbildung seines Fließgefüges. Sein Chemismus wurde durch Aufnahme von Kalkmaterial aus dem Dach stark verändert.

4. Die Tuffe und Tuffite der Höheren Raibler Schichten

Mit der Ablagerung des Tuffits 3 und der Intrusion des Porphyrits von Belloro erlosch im Ostbereich des Grubengebietes von Gorno (östlich der Wasserscheide zwischen Val Brembana und Val Seriana) der Triasvulkanismus, wenn man von den völlig unbedeutenden, altersmäßig umstrittenen Gangporphyriten (s. nächstes Kapitel) absieht. In den Höheren Raibler Schichten, Nor und Rät finden sich hier keine konkordant gelagerten Vulkanite mehr.

In den meisten bereits im Ladin stark eruptiv tätigen Gebieten der Östlichen Bergamasker Alpen indessen dauert die vulkanische Aktivität unter Auswurf großer Mengen von Tuffmaterial an. Im Gebiet des Monte Guglielmo (MAASKANT, 1941) nehmen die mit Sandsteinen wechsellagernden Tuffe die ganzen Unteren Raibler Schichten mit Mächtigkeiten von 300 - 400 m ein. Nördlich des Lago d'Iseo lagert zwischen Lovere und Val Dezzo über einem sideritführenden Komplex dunkelgrauer Kalke und Dolomite (von DORSMAN, 1940 als Äquivalent zu den erzführenden Schichten der Zentralen Bergamasker Kalkalpen betrachtet und ebenfalls "Metallifero" genannt) eine bis 50 m mächtige Folge feinkörniger, gutgeschichteter Tuffe mit grünen und roten Farben. "Metalliferokalke" und Tuffe nehmen hier ebenfalls das gesamte untere Raibl ein. Im mittleren Karn erlischt der Vulkanismus in den Östlichen Bergamasker Alpen.

In den westlichen Gebieten, zu denen hier die Gegend zwischen Val Brembana und Comersee gerechnet wird, erreicht der Triasvulkanismus erst im Raibl seinen Höhepunkt. Dieser Umstand führt zu der charakteristischen karnischen Faziesdifferenzierung in einen östlichen und westlichen Gebirgsbereich (s. S. 24). HOFSTEENGE (1931) beschreibt aus den mittleren und oberen Raibler Schichten des Val Brembana 3 Tuffhorizonte von 2,5, 8 und 30 m Mächtigkeit. Die ziemlich stark verwitterten Tuffe sind von grüner Farbe und weisen große Einsprenglinge (Korngrößen 0,1 - 0,35 cm) auf. Im Dünnschliff sieht man in einer serizitischen (aus Umwandlung der Feldspäte hervorgegangenen) Grundmasse Körner von Quarz, Plagioklas, Kalzit, Biotit und selten Muskowit, Pyrit und Titanomagnetit.

Auch in den Grubenrevieren vom Val Vedra und Val Parina sind in den Höheren Raibler Schichten mächtige Tufflagen angefahren worden (s. S. 26). Sie beginnen etwa 40 m über der Obergrenze der "Über-

gangsschichten" und nehmen nach Westen an Zahl und Mächtigkeit zu.

Im Gebiet des oberen Val Sassina findet man die mittleren Raibler Schichten als eine sehr mächtige Serie von gutgeschichteten, feinkörnigen, rot und grün gefärbten Tuffen ausgebildet, die mit Dolomitbänken und Sandsteinen wechsellagern (CROMMELIN, 1932). Aus den mittleren und oberen Raibler Schichten des Grignagebietes schließlich berichtet TRÜMPY (1930) von häufig auftretenden karminroten bis grünen, gelblich anwitternden feinkörnigen Tuffsandsteinen.

Mit diesen letzten Tuffauswürfen im Oberkarn erlosch der explosiv tätige Triasvulkanismus. Eine geringe magmatische Aktivität scheint jedoch weiter angedauert zu haben.

5. Die Gangporphyrite

Im Grubengebiet von Gorno treten ab und zu Gängchen von grünen Augitporphyriten mit Mächtigkeiten von wenigen dm auf. Sie durchsetzen das Gebirge diskordant als steilstehende Gangtrümmer oder weniger häufig als konkordante Lagen im "s" der Schichtung. Schichtparallele sulfidische Vererzungen werden ebenso diskordant durchschlagen wie das Nebengestein (z.B. im Revier von Costa Jels). Die Kontaktzone ist wenige mm mächtig und zeigt nur eine Kornvergröberung des umgebenden Gesteins. Die Porphyritgänge verfolgen verschiedene Richtungen, bevorzugt jedoch die NNW - SSE verlaufende. Ist ein einzelner Gang auf mehreren Grubensohlen aufgeschlossen, so kann man einen mehrmaligen scharfen Richtungswechsel wahrnehmen. Eine Betrachtung der tektonischen Vernältnisse hat ergeben, daß die Porphyritgänge gewissen Kluft- und Störungssystemen folgen.

Diese Gänge gehören dem Chemismus und der geologischen Position nach der Gruppe der zahlreichen Gangporphyrite in Grundgebirge und Triassedimenten an, die de SITTER (1949) aus den Bergamasker Alpen erwähnt. Petrographisch werden die meisten Gänge als Pyroxenporphyrite angesprochen, seltener sind es Spessartite und Vintlite. Ihre Altersstellung ist heftig umstritten.[1] Die meisten Vorkommen liegen im präpermischen Grundgebirge, viele durchschlagen noch die Unter- und Mitteltrias, nur mehr wenige die norischen und rätischen Ablagerungen. In Jura- und Kreidegesteinen wurden bisher keine Porphyritgänge gefunden. Dieser Umstand veranlaßte DESIO (1954), sie als mesozoisch

1) An dieser Stelle sei auf die besondere Bedeutung dieser Gänge für die genaue Altersfixierung der alpinen Tektonik hingewiesen.

einzustufen. De SITTER (1949) hingegen vertritt ein syntektonisch-tertiäres Alter. Es fanden sich nämlich Gänge, die an einer Stelle von tektonischen Bewegungen betroffen waren, an anderen wieder ungestört einer tektonischen Linie folgten. Allgemein bevorzugte Gangrichtungen sind E-W und NW - SE. Aus dem Umstand, daß diese porphyritiscne Durchschwärmung der tieferen Sedimentserien nur in den zentralen und östlichen Provinzen der Bergamasker Alpen auftritt, schließt de SITTER (1949) auf eine magmatische Verbindung zwischen den beiden tertiären Massiven des Adamello und des Bergell.

6. Art und Tätigkeit des Triasvulkanismus

Überblicken wir nun die geschilderten magmatischen Äußerungen in der Trias der Bergamasker Alpen, so wird deutlich, daß ein vom Unterladin bis ins Oberkarn mit Unterbrechungen tätiger Vulkanismus vorliegt, der hauptsächlich explosiv und weniger effusiv wirkte. Die Explosionen erfolgten aus kleinen submarinen Zentren geringen Umfangs. Die oberflächennah im Sedimentdach erfolgten Intrusionen weisen ebenfalls geringe Dimensionen auf. Charakteristisch ist eine innige Vermischung und Verschmelzung des endogenen Materials mit exogenen Sedimentgesteinen. Das tuffogene Material stellt dabei das Bindemittel der entsprechenden Psamite und Brekzien dar. Das Nebengestein wird von Tuffmaterial in Schlieren und auf Schichtfugen durchzogen. Alle genannten Erscheinungen setzen ein gasreiches, aktives Magma voraus. Dies ließ schon de SITTER (1949) an eine Parallele zu den Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb denken.

In der Tat ist die Übereinstimmung mit Erscheinungen, die CLOOS (1942) von dort beschreibt, verblüffend. So könnten die von CLOOS gebrachten Abbildungen brekzienerfüllter Tuffgänge und Tuffschlieren im umgebenden Kalk aus unserem Arbeitsgebiet stammen. Auch das Phänomen der Zerrüttungsbrekzien, in denen die Stratigraphie des Nebengesteins erhalten blieb, ist in beiden Gebieten in fast gleicher Weise zu beobachten. Die Ablagerungsweise des Auswurfmaterials und die Aufschlußverhältnisse sind jedoch in beiden Vulkangebieten sehr verschieden.

Die Reihenfolge und Art der zwischen Oberladin und Unterkarn in den zentralen Bergamasker Alpen stattgefundenen vulkanischen Ereignisse sind in Anlehnung an die Deutung von CLOOS (1942) etwa folgendermaßen zu beschreiben:

Auf tiefreichenden, in der Hauptsache O - W verlaufenden Zerrklüften der geosynklinalen Absenkungstektonik stieg ein hochaktives Gas-Tuffgemisch auf, drang auf Schichtflächen und Klüften in die umgebenden Kalke ein und bewirkte eine Zerrüttung und Zertrümmerung der durchbrochenen Schichten. Durch Losbrechen größerer Schollen wurde die Öffnung kleiner Schlote vorbereitet. Im geeigneten Zeitpunkt erfolgte die Sprengung des Restdaches und der einmalige Auswurf grober Kalkbruchstücke der Schlotfüllung und der Dachregion. Das ausgeworfene Sedimentmaterial wurde zusammen mit Tuffen in Form von Kalk-Tuffbrekzien am Meeresboden abgelagert. Hierbei kamen die Bestandteile des Daches in den unteren und die des tieferen Untergrundes in den höheren Brekzienpartien zu liegen. Durch die verschiedenen Transportweiten im Schlot entstand eine geringe Korngrößendifferenzierung. Kurz vor Beendigung der ersten vulkanischen Periode (im "calcare rosso") wurde in einmaliger Explosion der Decktuff gefördert, der sich im Wasser mit Sedimentmaterial zusammen weithin verbreitet als schichtiger Tuffit absetzte. Nachdem auf diese Weise der Initialdurchbruch erfolgt war, folgten im weiteren Verlauf nur mehr periodische Tuffausblasungen ohne brekziöses Material. Zwischen den Paroxysmen war der Vulkanismus exhalativ oder thermal tätig. Die Produkte dieser exhalativen und thermalen Tätigkeit finden wir in der Verkieselung des Nebengesteins und der mannigfaltigen syngenetischen Mineralisation wieder.

Als eine Möglichkeit, die zur Entstehung solcher Gasvulkane mit geringer Auswurftätigkeit führen könnte, gibt RITTMANN (1960) eine starke Assimilation von Karbonaten durch das Magma an. Eine große Beteiligung von Kalk ist in der Tat in allen triassischen Vulkaniten der Bergamasker Alpen nachzuweisen, ja sie ist geradezu charakteristisch zu nennen. Es dürfte daher sehr gut möglich gewesen sein, daß das bereits ziemlich gasreiche, intermediär bis saure Ausgangsmagma durch die Kalkassimilation noch aktiver geworden ist.

Für den Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen spricht auch der Chemismus der Vulkanite. Er erschließt sich uns aus der Untersuchung der Intrusivporphyrite. Im folgenden sind Analysen der drei mächtigsten Triasporphyrite der Bergamasker Alpen angeführt, und zwar deren stratigraphischer Lage nach vom Liegenden zum Hangenden:

	Porphyrit M.Guglielmo (nach de SITTER, 1949)	Porphyrit Val Dezzo (nach GÜMBEL, 1880)	Porphyrit Belloro +
Gew. %			
SiO_2	65,70	55,60	54,47
Al_2O_3	16,07	22,30	19,49
Fe_2O_3	2,28	3,50	1,86
FeO	1,81	4,50	4,21
CaO	1,92	1,75	5,74
MgO	2,06	1,65	4,27
K_2O	3,25	3,42	0,77
Na_2O	2,89	1,56	3,75
CO_2	?	2,52	0,1
H_2O	2,37	2,42	4,19
TiO_2	0,73	?	0,63
P_2O_5	0,19	?	0,197
MnO	0,10	?	0,13
si	298	202	164
al	41	48	34,6
fm	28	32	34,4
c	9	7	18,6
alk	21	13	12,4
k	0,43	0,59	0,12
mg	0,49	0,23	0,56
c/fm	0,33	0,21	0,54
qz	+ 103,5	+ 50	+ 15

Diese Analysenergebnisse zeigen recht deutlich eine Verschiebung des Chemismus der Förderprodukte des triassischen Vulkanismus von schwach sauer zu Beginn nach intermediär zu Ende der Tätigkeit. Der Chemismus der magmatischen Produkte der Buchensteiner Schichten (Porphyrit von M.Guglielmo) ist demnach quarzdioritisch zu nennen, nach oben zu wird er etwas basischer. Im Porphyrit vom Val Dezzo tritt der Quarz schon ziemlich zurück und der Raibler Porphyrit von Belloro schließlich zeigt kaum mehr freien Quarz und ist als dioritisch zu bezeichnen. Die Tuffe stammen unmittelbar von den Porphyriten ab und haben

+ Analysator: PÖTZL, Physikalisch-Bioklimatische Forschungsstelle, München.

primär denselben Chemismus, sind jedoch durch Aufnahme von Sedimentmaterial verändert worden.

Interessant ist ein Vergleich des Chemismus vorliegender Gesteine mit dem gleichaltriger und unter gleichen geologischen Bedingungen entstandener Eruptiva der übrigen Südalpen. Die größten Gesteinsmengen hat der Triasvulkanismus in den Dolomiten geliefert. Diese Eruptiva sind jedoch wesentlich basischer (KLEBELSBERG, 1935) und weisen einen weitaus geringeren Gehalt an SiO_2 Al_2O_3, dagegen höhere Gehalte an Fe_2O_3, CaO und MgO auf. Die Alkaligehalte sind ziemlich gleich.

Die von PILGER & SCHÖNENBERG (1958) im Oberanis bis Unterladin der Gailtaler Alpen entdeckten Vorkommen von Pyroxenporphyrittuffen und Porphyriten scheinen schon mehr ins intermediäre Gebiet hinüberzugreifen. Bemerkenswert ist, daß auch hier zwischen der vulkanischen Serie ein roter Kalk vorkommt, der aus klastischen Komponenten, Schalentrümmern und magmatogenen Bestandteilen zusammengesetzt ist. Das Vorkommen der Tuffe ist lokal eng an die Gailtallinie gebunden, die mit ihren zahlreichen Parallelstörungen E - W bis WNW - ESE verläuft, also etwa im Streichen der südalpinen Geosynklinale. Der Porphyritgang ist ebenfalls an einer solchen WNW - ESE Störung emporgedrungen. Auch die mitteltriassischen vulkanischen Förderspalten in den Dolomiten verlaufen hauptsächlich in WNW - ESE Richtung. In unserm Gebiet stiegen die Magmen ebenfalls auf E-W gerichteten Störungszonen auf (s. Kap. E). Es scheint daher mit PILGER & SCHÖNENBERG erwägenswert, ob es sich bei diesen bisher als alpidisch betrachteten Störungsrichtungen nicht um alte, schon zur Geosynklinalzeit angelegte, tiefgreifende Brüche handelt, die später wieder aufgelebt sind.

E. Die Paläogeographischen Verhältnisse

Die paläogeographischen Verhältnisse des Lagerstättenraumes von Gorno in Oberladinisch - Unterkarnischer Zeit sind das Ergebnis einer langen Geosynklinalentwicklung. Zum besseren Verständnis soll daher mit einem kurzen Überblick auf die permisch - untertriassischen Ereignisse an Hand der Arbeitsergebnisse von de SITTER (1949) und seinen Schülern begonnen werden.

Im mittleren und oberen Perm senkte sich im Gebiet der heutigen Oberläufe von Brembo und Serio zum ersten Male ein NE - SW streichender Streifen tiefer ein, wurde überflutet und mit im Seichtwasser abgelagerten Tonen großer Mächtigkeit (bis 2 200 m) gefüllt. Diese Senkungszone nannte de SITTER (1949) "Zentraltrog". Westlich dieses Troges formte sich eine, ebenfalls NE - SW streichende, Schwelle, auf der in gleicher Zeit nur rund 250 m mächtige Sedimente abgesetzt wurden ("Averara - Schwelle" nach de SITTER (1949)). Diese Großgliederung des Meeresraumes blieb bis in anisische Zeit erhalten.

Im tieferen Skyth kamen wiederum küstennahe Sedimente wie Sande und Tone zum Absatz. Im oberen Skyth treten zum ersten Male Karbonate in Form charakteristischer gelber Dolomite auf. An der Mächtigkeitszunahme der Sedimente gegen Osten wird hierbei die größere Senkungsgeschwindigkeit des östlichen Meeresraumes deutlich.

In anisischer Zeit wurde in einem flachen, schon küstenfernen Meere der dünnbankige, dunkle Muschelkalk abgesetzt. Auf der in ihrer Lage unverändert gebliebenen "Averara - Schwelle" beträgt seine Mächtigkeit nur rund 100 m, während im Tiefsten des "Zentraltroges", der sich nach Osten verlagert hatte und etwa SE - NW strich, bis 700 m erreicht wurden. Der Lagerstättenraum zwischen Val Brembana und Val Seriana stellte damals einen ziemlich ruhigen, leicht nach SW zum Trog abfallenden Flachseesockel mit mittleren Sedimentmächtigkeiten von rund 400 m dar. Aus dieser anisischen Gliederung des Meeresraumes entwickelten sich im Ladin verschiedene fazielle Teilgebiete.

Auf dem Gebiet der Schwelle und des Flachseesockels setzte ein lebhaftes Riffwachstum ein. Die aufbauenden Organismen waren zum überwiegenden Teil Kalkalgen und nur in geringem Maße Korallen. Daneben findet man in großen Mengen die sessilen, auf Felsboden haftenden Gastropoden. HOFSTEENGE (1931) schätzte die mittlere Meerestiefe dieses Riffmeeres auf 150 - 200 m, wahrscheinlich war sie jedoch viel

geringer. Die Senkungsgeschwindigkeit des Meeresbodens nahm von Norden nach Süden ziemlich gleichmäßig zu. Daher beträgt die Mächtigkeit des Esinokalkes im nördlichsten bekannten Punkt bei Olmo 600 m und an der südlichsten, noch aufgeschlossenen Lokalität vom Val Brembana 1 200 m (de SITTER, 1949). Die Küstenlinie dürfte weit entfernt im Norden gelegen haben; denn terrestrische Einflüsse werden im ladinischen Riffmeer nicht beobachtet. Ebenso vermißt man hier jegliche vulkanische Aktivität.

Eine völlig andere Entwicklung nahm das Troggebiet im Osten. Hier setzte sich die rasch wechselnde Folge von Sanden, Kalken und Tonen der Buchensteiner und Wengener Schichten ab. Im Bereich des "Wengener Griffelschiefer Bassins" (de SITTER, 1949) zwischen Val Dezzo und Val Camonica erreichen diese beiden Schichten Mächtigkeiten bis zu 650 m und vertreten das Ladin. Im Laufe des mittleren und oberen Ladin griff das Riffwachstum auf die flachere Umrandung des Beckens über. Daher überlagert in den Gebieten zwischen Val Seriana und Val Dezzo zoogener Esinokalk in mittlerer Mächtigkeit (20 - 700 m) die auf 50 - 150 m reduzierten Buchensteiner un Wengener Schichten. Das Becken der Buchensteiner und Wengener Schichten bildete den Schauplatz des zu Beginn des Ladin plötzlich einsetzenden Triasvulkanismus. Zuerst intrudierten oberflächennan Porphyrite, danach erfolgten periodisch Auswürfe von gewaltigen Tuffmassen.

Die Entwicklung des im Westen der Averara - Schwelle gelegenen Grignagebietes verlief analog (TRÜMPY, 1930).

Im Obersten Ladin erfolgten die ersten stärkeren frühorogenen Bewegungen innerhalb der Geosynklinale. Sie äußerten sich in einer allgemeinen Hebung des Meeresbodens mit Seichterwerden des Meeres und nach Süden vorrückender Küstenlinie. Das Riffwachstum hörte auf, durch Strömungen und Wellenschlag wurden die Riffsedimente abgetragen und umgelagert. Die Meerestiefe an der Wende Ladin/Karn dürfte im Gebiet der heutigen zentralen Bergamasker Kalkalpen höchstens 70 - 100 m betragen haben. Da die Hebungen nicht gleichmäßig, sondern streifenweise längs Störungen erfolgten, ergab sich eine kleinräumige Gliederung in einzelne Schwellen- und Trogbereiche. Über deren Lage und Entwicklung erhält man durch Analyse der von mir erstellten feinstratigraphischen Profile Auskunft.

Hierzu wurden in allen Einzelprofilen statistisch die Mächtigkeiten der Horizonte, die maximalen und die durchschnittlichen Bankmächtig-

keiten der Karbonate, die maximalen Tonschiefermächtigkeiten, die prozentuale Beteiligung von Karbonat und toniger Substanz an der Gesamtmächtigkeit und die Mächtigkeiten der Tuffite erfaßt. Im Verein mit anderen makroskopisch erkennbaren Gesteinseigenschaften wie Farbe und Feinbänderung und den mikroskopischen Ergebnissen ermöglichen diese Daten eine genaue Beurteilung der einzelnen Profile.

Profil Monte Trevasco

Die bitumenreiche "Übergangsfazies" setzt erst spät ein. Rückfälle in die Frischwasserfazies des Esino sind häufig. Alle Horizonte sind geringmächtig. Infolge geringer Toneinschwemmung sind die maximalen und mittleren Bankmächtigkeiten groß. Feinbänderung und Rhythmite sind häufig, oft im Verein mit Wellenrippeln. Die Bitumenführung ist gering. Die Raibler Schichten liegen in kalkig-toniger Entwicklung bei nach oben zunehmender Toneinschwemmung vor. Die Tuffitmächtigkeiten sind unterdurchschnittlich (abgesehen von Tuffit 3), der Tuffit 1a ist einfach ausgebildet.

Deutung: Schwellenbereich; ruhige Sedimentation in überwiegend seichtem, klarem Wasser, küstenfern; größere Entfernung von den Explosionszentren der Tuffite.

Profil Zuccone

Der Übergang zur Sapropelfazies erfolgt allmählich unter wiederholten Rückfällen in die Esinofazies. Die Horizontmächtigkeiten sind mäßig entwickelt. Die maximalen Bankmächtigkeiten sind mittel und die durchschnittlichen gering. Häufig sind Rutschungs- und Gleitungserscheinungen zu beobachten. Bei insgesamt geringen Tongehalten führt eine periodische Toneinschwemmung zur Bildung weniger, ziemlich mächtiger Tonschieferlagen. Die Feinbänderung ist nur wenig ausgeprägt, die Bitumenführung mäßig. Die Raibler Schichten sind kalkig mit Einschaltungen größerer Mergelgruppen. Die Tuffite sind sehr mächtig, der Tuffit 1a ist doppelt.

Deutung: Beckenbereich am Übergang zu Schwellenbereich. Unruhige Sedimentation mit erheblichen Bodenunruhen, wechselnd trübes und klares Wasser, küstenfern. Explosionszentren der Tuffite in nächster Nähe.

Profil Costa Jels

Der Übergang zur bituminosen Fazies erfolgt frühzeitig. Die Mächtigkeiten der Horizonte sind sehr groß, ebenso die maximale und mittlere Bankmächtigkeit. Mächtige Tonschieferbänke ergeben sich durch starke Toneinschwemmung. Feinbänderung und ruhige Schichtung sind sehr häufig. Die Bitumenführung des Kalkes ist mittelmäßig, sie konzentriert sich auf die Tonschiefer. Die Tuffite sind gering mächtig entwickelt, Tuffit 1a fehlt völlig oder ist stark verunreinigt.

Deutung: Trogbereich an der Grenze zu Schwellenbereich. Ruhige Sedimentation in reduzierendem Milieu, küstenfern. Explosionszentren der Tuffite sind weit entfernt.

Zwischen den Profilen von Costa Jels und der nördlich gelegenen Zona Grem liegt (im Val d'Orso aufgeschlossen) ein Bereich mit Anzeichen einer äußerst unruhigen Sedimentation (Schichtstauchungen, Zerreißungen usw). Dieser Bereich vermittelt zwischen dem Troggebiet von Costa Jels und der Schwellenregion der Zona Grem.

Profil Zona Grem

Übergang zur Bitumenfazies ist etwas verzögert. Die Mächtigkeiten der Horizonte sind klein. Eine häufige, starke Toneinschwemmung verringert die maximalen und mittleren Bankmächtigkeiten der Kalke. Feinbänderung und Bitumenführung sind gering. Die Tuffitmächtigkeiten sind unbedeutend, der Tuffit 1a ist einfach und ziemlich unrein.

Deutung: Schwellenregion. Ruhige, gleichförmige Sedimentation in seichtem, trübem Wasser, küstennah. Explosionszentren der Tuffite weit entfernt.

Profil Zona Riso

Der Übergang zur Sapropelitfazies erfolgt frühzeitig. Die Horizonte sind überaus mächtig, ebenso die Bankmächtigkeiten der Kalke, da sich die geringe Toneinschwemmung auf wenige Lagen beschränkt. Feinbänderung ist ziemlich häufig. Die Bitumengehalte der Kalke und Schiefer sind sehr bedeutend. Die Raibler Schichten sind vorwiegend kalkig entwickelt mit Zwischenschaltungen kleiner, pyritreicher Mergelpartien. Die Tuffmächtigkeiten sind unterdurchschnittlich, mit Ausnahme der des Tuffits 1a, der als Doppeltuffit vorliegt.

Deutung: Trogbereich. Ruhige Sedimentation in unbewegtem, stark H_2S haltigem Wasser, sehr küstenfern. Die Explosionszentren der Tuffite sind (mit Ausnahme desjenigen des Tuffits 1a) weit entfernt.

Profil Val Parina E

Der Übergang zu der Sapropelitfazies erfolgt langsam. Die Mächtigkeiten der Horizonte sind maximal, ebenso groß ist die mittlere Bankmächtigkeit. Es herrscht häufige, jedoch geringmächtige Toneinschwemmung. Die Raibler Schichten sind kalkig-tonig ausgebildet mit nach oben zunehmender Mergelführung. Feinbänderung ist häufig, die Bitumenführung mittelmäßig. Die Mergelhäutchen sind oft durch Oxydationsprodukte von Pyrit rot verfärbt. Die Mächtigkeiten der Tuffite sind mäßig. Der Tuffit 1a ist einfach.

Deutung: Trogbereich. Ruhiges, meist trübes Wasser mit reduzierendem Milieu. Explosionszentren der Tuffite weit entfernt, küstennah.

Profil Val Parina W

Der Übergang zur bituminösen Fazies erfolgt frühzeitig. Die Horizontmächtigkeiten sind mittel bis groß. Die mittleren Bankmächtigkeiten der Kalke sind ebenso mittelgroß bis maximal und nehmen nach oben hin zu. Gegen das Hangende macht sich zunehmend eine mächtige, rhythmisch an und abschwellende klastische Einschwemmung bemerkbar. Die Raibler Schichten sind in der Hauptsache tonig-tuffitisch mit einigen sandigen und kalkigen Zwischenlagen. Ihr Pyritgehalt ist groß. Die Bitumenanreichung ist beachtlich, besonders in den Kalken. Feinbänderung ist nicht sehr häufig. Schichtverdoppelungen durch Gleitung einzelner Pakete sind zu beobachten. Die Tuffite sind sehr mächtig ausgebildet, Tuffit 1a ist ein Doppeltuffit.

Deutung: Beckenbereich am Übergang zu Schwellenbereich. Ruhige Sedimentation mit einigen Anzeichen von Bodenunruhen in trübem, stark H_2S haltigem Wasser, küstennah. Die Explosionszentren der Tuffite sind in der Nähe zu suchen.

Profil Val Vedra

Der Übergang zur bituminösen Übergangsfazies erfolgt verspätet mit einigen Rückfällen in die Esinofazies. Die Mächtigkeiten der Horizonte sind mittelgroß und nehmen nach oben hin zu, ebenso die mittleren Bankmächtigkeiten der Kalke. Infolge geringer Toneinschwemmung bleibt die maximale Bankmächtigkeit bis zur Mitte des Profils groß, später nimmt jedoch der klastische Anteil rasch zu und das Raibl besteht aus Tonschiefern, grünen Tuffen und nur untergeordnet aus Kalkbänken. Die Bitumengehalte nehmen nach oben hin rasch zu, während Feinschichtung nur im unteren Teil zu finden ist. Das Eruptivzentrum des Tuffits 1 ist angetroffen, die Mächtigkeiten der anderen Tuffite sind mittelgroß. Tuffit 1a ist als Doppeltuffit ausgebildet.

Deutung: Beckenbereich. Ruhige Sedimentation in trübem, H_2S haltigem Wasser, küstennah. Explosionszentren sind nahe bis entfernt.

Wenn wir nun die Paläogeographie des Grubengebietes von Gorno an der Wende von Ladin zu Karn betrachten wollen, müssen wir zuerst die Profile an ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum lokalisieren, d.h. alle späteren tektonischen Verstellungen rückgängig machen. Neben einem Zurückklappen der heute generell 40° S fallenden Schichtplatte in die Horizontale ist es notwendig, die große Faglia di Grem (auch Onetastörung genannt), die heute die Distrikte Val Seriana und Val Brembana scheidet, auszurichten. Zu diesem Zweck verschieben wir das Gebiet vom Val Brembana an der N - S streichenden Blattverschiebung etwa 3 km nach Süden, bis die beiden Distrikte nebeneinander zu liegen kommen. Ähnlich verfahren wir mit dem Revier vom Val Vedra in Bezug auf die Reviere von Val Parina. Wenn wir nun in die so gewonnene Karte die

Bereiche einzeichnen, für welche die erstellten Profile repräsentativ sind, so zeigt sich folgendes (s. Tafel 8):

Die beiden am nördlichsten gelegenen Profile von Zona Grem und Monte Trevasco stellen Schwellenbereiche dar. Sie unterscheiden sich nur durch den Umfang der terrigenen Toneinschwemmung, die im Westen viel stärker ist. Gehen wir etwas weiter nach Süden, so folgt ein Ost - West streichender Streifen mit intensivsten Bodenunruhen während der Sedimentation. In La Maddalena und Val d'Orso wurden hier starke synsedimentäre Stauchungen, Zerreißungen und Gleitfaltungen festgestellt. Noch weiter gegen Süden zu kommen wir in die Bereiche der Profile Zuccone, Val Parina W und E und Val Vedra. Sie sind Beckenbereiche, die jedoch noch deutlich am Übergang zu höheren Regionen stehen, was die gemäßigte Bitumenführung und gelegentlich Rutschungserscheinungen dokumentieren. Die Toneinschwemmung ist auch hier wieder im Westen am stärksten. In den südlichsten Bereichen von Costa Jels und Zona Riso endlich haben wir eine tiefere, stark reduzierende Senkenzone vor uns, in der infolge der Landferne die Toneinschwemmung sehr gering ist.

Zusammenfassend können wir sagen, daß das Lagerstättengebiet in oberladinisch-unterkarnischer Zeit aus einer seichteren und einer tieferen Meeresregion bestand, deren Längserstreckung etwa Ost - West verlief und die durch einen steileren Abhang verbunden waren. Die Schwelle stellte hauptsächlich einen Frischwasserbereich dar, während in der Senke ein stark reduzierendes Milieu herrschte. Das Meerwasser selbst hatte eine stark wechselnde Salinität. Es kam rhythmisch zur Ausfällung von Dolomit und stellenweise auch von Gips. In diesen so gegliederten Meeresraum wurde von NW her aus einer im Bereich der alten "Averara-Schwelle" gelegenen Küste klastisches Material zugeführt, das sich in den nächstgelegenen Meeresteilen (Val Vedra) am mächtigsten, in den weiter entfernten (Zona Riso, M.Trevasco) am geringsten und nur zu Zeiten größter Strömungsgeschwindigkeiten anhäufte. Die leicht zerreiblichen sandigen Komponenten in den Tonschiefern sprechen dabei von einer geringen Transportweite.

Im Profil vom Val Parina W bemerkt man einen Komponentenwechsel von dunklen Schieferfetzen mit Quarzen in den Horizonten B und C zu gelben Dolomiten und hellen bis roten Sandsteinen in Horizont D. Wir besitzen damit Hinweise auf die rasch fortschreitende Abtragung und einen Wechsel des terrestrischen Einzugsgebietes.

Mit Beginn der oberladinisch-karnischen Bewegungen zeichnet sich ein Umbruch der Strukturen ab. Bis zum mittleren Ladin war die Lage der Hebungs- und Senkungsbereiche noch alten varistischen Elementen und Streichrichtungen (hauptsächlich NE - SW bis NNE - SSW) gefolgt. Seit Beginn des Karn jedoch entwickelt sich ein System E - W streichender Tröge, deren Zonen größter Senkungsgeschwindigkeit ständig weiter nach Süden fortschreiten. Das Tiefste des permischen "Zentraltrogs" hatte noch in der Höhe des oberen Val Brembana gelegen. Die größte Mächtigkeit des norischen Hauptdolomits wird in der Höhe des mittleren Lago d'Iseo erreicht. Das bedeutet ein Fortschreiten der Trogachse um mindestens 30 km (heutige Entfernung) nach Süden.

Im Zusammenhang mit den oberladinischen Bewegungen begann nun auch in den zentralen Bergamasker Kalkalpen der Vulkanismus. Er äußerte sich hauptsächlich explosiv unter Bildung von Tuffen und Eruptivbrekzien. Nebenbei war er exhalativ tätig, was die starke schichtige Verkieselung und Flußspatführung beweist. Auch der Hämatitgehalt, der den mit den Brekzien in gleichem stratigraphischen Niveau liegenden "calcare rosso" färbte, stammt zweifellos aus den gleichen vulkanischen Quellen. Als letzte Äußerung des Vulkanismus erfolgte die Intrusion des Porphyrits von Belloro. Interessant ist die Anordnung der bekannten und vermuteten vulkanischen Förderzentren auf der Karte. Als Lokalitäten bekannter Zentren können gelten: Rib.Pian Bracca im Val Vedra, Rim.Serpente auf Costa Jels und Ponte delle Seghe im Val Seriana. Vermutet werden auf Grund der Tuffitmächtigkeiten und der doppelten Ausbildung des Tuffit 1a als Zentren der Tuffite 1, 1a, 2 und 3 benachbarte Stellen im Rib.Parina W und Rib.Badolglio. Alle diese Lokalitäten liegen (mit Ausnahme der Ponte delle Seghe) auf einem 1 km breiten E - W streichenden Streifen, der die Böschung zwischen der Schwellenzone und dem Beckenbereich umfaßt und in den auch alle Anzeichen größerer Bodenunruhen fallen. Ebenso liegt in ihm die Intrusionsstelle des Porphyrits von Belloro. Dies läßt wahrscheinlich erscheinen, daß dieser Streifen eine tiefgreifende Störungszone darstellte, auf welcher der Magmenaufstieg leichter vonstatten gehen konnte.

Im Karn verstärkten sich die oszillierenden Bewegungen des Bodens und es entstand eine reiche Gliederung in Schwellen und Becken, die zu raschem horizontalem und vertikalem Faziswechsel führte. Hauptsächlich im Westen der Bergamasker Alpen herrschte eine litorale Fazies mit Ablagerung von Mergeln, Sanden und Tuffen, während in den weiter-

hin vorhandenen Trogteilen des Ostens neben Mergeln auch Kalke und Dolomite zum Absatz kamen. Die Raibler Fauna war daher auch litoral-neritisch mit einer Vorherrschaft von Lamellibranchiaten und häufigen terrigenen Einschwemmungen wie Pflanzenresten und Reptilknochen (HOFSTEENGE, 1931). Eine im Oberkarn in allen Teilen der Bergamasker Alpen bemerkbare Regression führte zur Bildung von Gips und Rauchwacken. Darüber folgte eine neuerliche Transgression des einheitlich ausgebildeten mächtigen Hauptdolomits (Nor).

F. Das Profil der Vererzung

I. Die Form der Vererzung

Über Form und Lagerung der Vererzung in den Revieren der Blei-Zinklagerstätte Gorno waren vor den Arbeiten von EHRENDREICH, die 1958 begannen, keine genauen Einzelheiten bekannt geworden. Man wußte lediglich durch bergmännische Erfahrung, daß die Vererzung immer streng an einen gewissen 60 - 70 m mächtigen Schichtkomplex an der Wende Ladin/Karn gebunden war. Die Erzführung war für diesen Komplex so charakteristisch, daß PORRO (1903) ihn geradezu danach benannte: "calcare metallifero". DEECKE (1885) sah die bevorzugt schichtige Wechsellagerung von erzführenden und tauben Kalkbänken. HOFSTEENGE (1934) wandte sich vor allem der mikroskopischen Untersuchung der Erzparagenesen zu und bemerkte zu den Lagerungsverhältnissen lediglich, daß die Erze meist als unregelmäßige Linsen im Kalk oder als Imprägnationen in den bituminösen Schiefereinlagerungen zwischen den Kalken vorlägen. Aus den Gruben im Gebiet des Val Brembana erwähnte er eine Erzanreicherung in einzelnen Taschen, deren Anordnung scheinbar parallel mit der Schichtung gingen. Andere Formen der Vererzung fand er im Revier von Vaccareggio: Es kamen dort Erzkonzentrationen in unregelmäßig gestalteten Höhlen oder vertikalen Spalten vor. Di COLBERTALDO (1957) sah eine bevorzugte Erzanreicherung an Störungen und in gewissen bituminösen Schiefern und Kalken, falls solche zu kleinen Sätteln verbogen waren.

Erst EHRENDREICH (1960) untersuchte die Lagerstätte, soweit sie im Konzessionsbereich der A.M.M.I. spa lag, genauer und konnte nach eingehenden Kartierungsarbeiten in der Grube folgende drei Vererzungstypen unterscheiden, in denen alle von früheren Autoren beschriebenen Formen enthalten waren:

1. Vererzte Störungen
2. Karstvererzungen
   } = diskordante Vererzungen
3. Schichtparallele Vererzungen = konkordante Vererzungen

Der Anteil dieser drei Vererzungstypen an der Gesamterzmenge ist von Revier zu Revier verschieden. In den heute produzierenden Gruben der A.M.M. I. spa machen die Schichtparallelen Vererzungen über 90 % aus, in den Gruben von Vaccareggio und Dossena hingegen können die diskordanten Vererzungen Anteile bis 50 % erreichen.

1. Die Vererzten Störungen bestehen nach EHRENDREICH (1960) aus Scharen parallellaufender, vertikaler Störungsflächen, die mehrere Meter mächtig werden und bei geringen Versetzungsbeträgen mehrere 100 m streichende Länge aufweisen können. In diesen Störungszonen lagern unregelmäßige Massen fast reiner Oxydationserze (wie Smithonit und Hydrozinkit), nur selten mit Spuren von etwas Bleiglanz vermischt. Während ihre Längserstreckung, von Vertaubungen unterbrochen, ganz beachtlich sein kann, ist ihre Teufenerstreckung innerhalb der Störungszone in allen Fällen niemals größer als 5 - 10 m. Vererzte Störungen treten stets nur innerhalb des erzführenden Komplexes auf, und zwar nur dort, wo dieser in den Bereich der Oxydation geraten ist. In den meisten Fällen konnten in ihrer Nähe schichtparallele Vererzungen des 3. Typs festgestellt werden, aus denen während des Oxydationsvorganges die Störungen deszendent vererzt wurden.

2. Die Karstvererzungen lagern in größeren Höhlungen und Schlotten innerhalb des erzführenden Sedimentkomplexes. Diese Hohlräume wurden durch zirkulierende Oberflächenwässer ausgelaugt. Ihre Füllung besteht aus mulmigen, porösen oder zelligen Aggregaten verschiedener Zinkoxyde und -karbonate und locker sandigen kieseligen Erzen. Häufig sind wandparallele Einschwemmungstexturen. Im Revier von Vaccareggio fand ich mehrere Felder schlottenförmiger Karsttrichter von 15 - 20 m Tiefe, die einst mit heute abgebautem Galmei und Kieselzinkerzen gefüllt waren. Die Karstvererzungen sind hauptsächlich auf das Gebiet von Val Brembana beschränkt, wo in den stark kieselsäurehaltigen harten Gesteinen große Hohlräume entstehen konnten, die dann später von den nichtloslichen Rückstandsprodukten wie Quarz und Kieselerzen gefüllt wurden.

3. Die Schichtparallelen Vererzungen enthalten die Hauptmasse des vorhandenen Erzvermögens und sind neben den nur bedingt bauwürdigen Vererzten Störungen und Karstvererzungen allein für die heutige Produktion der Grube ausschlaggebend. Die Schichtparallelen Vererzungen kann man in Anlehnung an EHRENDREICH (1960) etwa so definieren:

Die Schichtparallelen Vererzungen bestehen aus räumlich begrenzten, vererzten Horizonten innerhalb der erzarmen umgebenden Sedimentserie, die sich nicht flözartig durch das ganze Grubengebiet hinziehen, sondern eine in sich mehr oder weniger geschlossene Lagerform aufweisen. Sie sind schlauch- oder rinnenförmig in einer bestimmten Richtung lang-

gestreckt und in der dazu senkrechten Richtung bedeutend schmäler. Auch stellen sie keine durchgehend kompakt vererzten Erzkörper größerer Mächtigkeit dar, sondern setzen sich aus mehreren gering mächtigen Subhorizonten oder Erzlagen zusammen, die durch taubes oder erzarmes Gestein voneinander getrennt werden. Deren Anzahl und Vertikalabstand voneinander bestimmen die Mächtigkeit des gesamten Lagers. Dabei ist jedoch die vertikale Entfernung von Erzlage zu Erzlage immer kleiner als der Abstand eines Erzlagers zum nächsten. Der maximale Abstand zweier einzelner Erzlagen beträgt 2 - 3 m, meist ist er aber kleiner, so daß in einem Großabbau viele Lagen zusammen oder gar das gesamte Erzlager abgebaut werden können. Untereinander treten die Einzellagen durch vererzte Klüftchen oder kleine Störungen in Verbindung (s. Tafel 9). Sind viele Subhorizonte vorhanden, so täuschen die Abbauformen mächtige kompakt vererzte Schläuche oder Linsen vor, die von den einheimischen Bergleuten "Kolonnen" genannt werden. Besteht das Erzlager aber nur aus wenigen solcher Lagen, so erinnert die Abbauform an die mächtiger Kohleflöze.

In den Erzlagern selbst tritt uns das hier allein interessierende primärsulfidische Erz in verschiedenen Erscheinungsformen gegenüber. In den kompakten Karbonaten des Obersten Esinokalkes und der "Übergangsschichten" findet man es in dünnen schichtparallelen Schnüren oder Bändern, kleine Linsen und geringmächtigen, flözartigen Bänken, die rasch auskeilen und einige Meter entfernt wieder einsetzen können. In den Schieferpartien des unteren Raibl ist eine an Imprägnation erinnernde Durchstäubung mit kleinen Erzkörnern charakteristisch. Dazwischen sind lagenweise große Zinkblendekügelchen (oft Einkristalle) und Knollen eingeordnet. Derbe, reine Erzpartien von mehr als dm Größe sind äußerst selten. Gegen die Ränder zu vertauben die Erzlager rasch durch Auskeilen ihrer Einzellagen.

Das in horizontaler und vertikaler Richtung den Lagern benachbarte Nebengestein ist keineswegs als völlig steril zu bezeichnen. Neben kleinen Erzspuren in Kluftfüllungen, die als Indikatoren benutzt werden können, weist das Nebengestein fein verteilte Erzgehalte um 0,45 - 0,5 % auf. Diese Gehalte ergaben sich bei der Probenahme, bei welcher diese Zahl als 0 - Pegelstand für die mittleren Erzprozentgehalte diente.

EHRENDREICH (1960) fand, daß die Erze meist kleine Wannen, Rinnen oder Tröge bildeten, deren Längsachse mit der des gesamten Erzlagers über-

einstimmten. Die Lagen waren hierbei schüsselförmig in das Nebengestein eingebettet und spitzten seitlich langsam aus, um sich mit dem Nebengestein zu verzahnen. Die liegenden Kalkbänke zeigten geringere Mächtigkeiten, als sie an benachbarten erzleeren Punkten besaßen. Manchmal waren sie zerbrochen und das Erz lagerte auf brekziösem Untergrund. Die hangenden Kalke gingen flach und ungestört über das Erz hinweg (s. Tafel 5, Fig. 1).

Eine morphologisch ähnliche Erscheinung wurde vom Verfasser im Rib. Plassa beobachtet (s. Tafel 5, Fig. 2). Hier fand sich im massigen Obersten Esinokalk eine etwa 1,5 m breite und 25 cm tiefe Wanne, die über einem Bodenbelag von Bitumensubstanz mit grobem Kalkspat ausgefüllt war. Über diese Wanne legte sich eine 20 cm mächtige rötliche Kalkbank mit mehreren schichtparallelen Pyritlinsen.

Andere Aufschlüsse und Handstücke zeigten eine innige Verfaltung und Verknetung von feinschichtigem Erz und Nebengesteinslagen, die als Rutschung im bereits halbverfestigten Sediment vor sich gegangen sein mußten und bei der ungestörten Lagerung der umgebenden Sedimente nicht als tektonische Verformung angesprochen werden können.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Vererzungsgefüge fand EHRENDREICH (1960) eine bis in kleinste Bereiche schichtparallele Anordnung der Erzkörner, konkordant verlaufende Wechsel des Erzbestandes, auf gelförmige Ablagerung deutende Reliktgefüge und geopetale Lagerung von Erzmineralien im Nebengestein. Zur weiteren Verfolgung dieser Gefüge sei auf EHRENDREICH (1960) verwiesen.

Der Flußspat der Grube Dossena tritt zusammen mit Zinkblende und anderen, selteneren Erzmineralien ebenfalls lagerförmig innerhalb der erzführenden Sedimentserie auf. Die Lager bestehen aus flachgestreckten schichtparallelen Massen, kleinen Taschen oder dünnen, rhythmisch mit Quarz und verkieselten Karbonaten wechsellagernden Bänkchen. Darüber hinaus kommen mächtige Spaltenfüllungen oder größere, stockförmige Massen vor.

Der Erzinhalt der Schichtparallelen Vererzungen kann noch primärsulfidisch mit Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit als Hauptmineralien vorliegen oder bereits der Oxydation anheimgefallen sein. Dann weist er alle dabei entstehenden Silikate, Oxyde und Karbonate des Zinks und Bleis auf. Da die meisten Lager sehr oberflächennah liegen (0 - 50 m), bestand das Fördergut der Grube Gorno 1959 zu 2/3 aus Erzen der Oxydationszone und nur zu 1/3 aus Primärsulfiden. In den von

der Soc.Min.Praealpina ausgebeuteten Gruben von Dossena treten die Metallsulfide weitgehend zugunsten des Flußspats zurück.

Eine eingehende Darstellung des Erzinhaltes und aller als "Lagerart" aufzufassenden Begleitmineralien in An- und Dünnschliff findet sich bei EHRENDREICH (1960). In diesem Zusammenhang sei nochmals auf die Verkieselung der erzführenden Sedimente hingewiesen, deren charakteristisches Erscheinungsbild auf S. 29 beschrieben ist.

Für die Ausmaße der Erzlager konnte EHRENDREICH (1960) folgende Faustregel angeben: Die Mächtigkeit entspricht einer einstelligen, die Breite einer zweistelligen und die Länge einer dreistelligen Zahl. Auf folgender Tabelle werden Ausmaße, maximale Mächtigkeit (maximaler Vertikalabstand der tiefsten zur höchsten vererzten Einzellage) und Richtung der Längsachse aller z.Zt. im Abbau befindlichen und gut aufgeschlossenen Lager aufgeführt.

V A L S E R I A N A

Name	Länge m	Breite m	Mächtigkeit m	Richtung °
Trevasco 1	220	120	4,5	0
Trevasco 2	210	90	5,5	0
Trevasco 3	580	170	11	0
Trevasco 4	100	50	3	0
Belloro 1	550	170	5	0
Belloro 2	200	60	3	35
Zuccone	600	170	7,5	10
Pistola	340	100	5	10
Selvatici 1	500	170	7	55
Selvatici 2	250	75	12	55
Tesoro	550	150	5,5	10
Val Orso N.5	300	90	3	90
Fopello	200	80	4	90
Casino	550	160	10	150
Rampanu' 1	180	50	3	140
Rampanu' 2	140	50	5	140
Antonio 1	200	50	4	150
Antonio 2	260	60	5	150
Grem 1	320	80	5	150
Grem 2	300	80	5	150
Grem 3	330	90	4	150

V A L B R E M B A N A

Name	Länge m	Breite m	Mächtigkeit m	Richtung °
Ponente	300	120	7.5	0
Malanotte W	150	50	7	0
Malanotte Centro	250	100	12	0
Malanotte E	300	100	20	0
Cascine	280	90	12	10
Isola	350	100	15	10
Laura	320	80	7	130
Plassa	380	90	4	130

Weitere, heute abgebaute Lager im Val Seriana haben folgende Längsrichtungen:

Acidenti	50 °	Peroli	130 °
Annibale	50 °	Cant.N.7	150 °
Serpente 1	60 °	Cant.N.6	140 °
Serpente 2	140 °		
Serpente 3	0 °		
Tagliatelli	140 °		
Roma	10 °		

Aus vorstehender Tabelle geht hervor, daß die heute bekannte Maximallänge eines Erzlagers 550 m, die Maximalbreite 170 m und die Maximalmächtigkeit 20 m betragen. Zwischen Länge und Breite eines Lagers besteht ein gewisses Verhältnis, das von 2:1 bis 4:1 reichen kann. Im Durchschnitt ist es 3 bis 3,5:1. Über die Richtigkeit der Längserstreckung wird später diskutiert.

II. Die räumliche Verteilung der Vererzung

An Hand der Stratigraphie des Nebengesteins und der Tuffite soll nun die räumliche Verteilung der im Vorstehenden definierten und in ihrer Zusammensetzung beschriebenen Erzlager untersucht werden.

Zu diesem Zweck wurden sämtliche im Abbau befindlichen und noch zugänglichen Lager in demjenigen Lokalprofil fixiert, das für die betreffende Zone repräsentativ war. Da bekannt wurde, daß die Mittellage eines Erzlagers in dessen gesamter Erstreckung sehr horizontbeständig war und wenig von ihrer Normallage abwich, genügte hierzu die

ein- bis zweimalige Einordnung der obersten und untersten Erzlagen eines jeden Lagers.

1. Die Vertikalanordnung der Erzlager

In jedem Lokalprofil treten nicht nur ein, sondern mehrere Erzlager übereinander auf. Ihre stratigraphische Position ist hierbei nicht willkürlich, sondern einer strengen Gesetzmäßigkeit unterworfen. Schon bei der Zuordnung der Erzlager zu den betreffenden Lokalprofilen erkennt man, daß gewisse bevorzugte Niveaus vorhanden sind, in denen in jedem Lokalprofil eine Vererzung zu finden ist, andere hingegen wieder, die fast immer erzfrei sind.

Um nun diese Erscheinung systematisch im ganzen Lagerstättenbezirk von Gorno erfassen zu können, wurde aus sämtlichen 8 erstellten Lokalprofilen ein stratigraphisches Normalprofil konstruiert, das die mittlere Mächtigkeit aller Horizonte und die mittleren Abstände aller Tuffite im erzführenden Sedimentkomplex aufzeigt. In dieses Normalprofil konnten dann alle nach Lage und Mächtigkeit genau bekannten Erzlager im richtigen Maßstabsverhältnis eingetragen werden. (s. Tafel 19).

Die tiefste Vererzung beginnt mit dem Erzlager Val d'Orso N.5 6 m unter Tuffit 1. Es liegt hiermit 10 - 12 m über den obersten Eruptivbrekzien des "calcare rosso"-Niveaus. Der Abbau Val d'Orso N.5 ist zugleich das einzige Erzlager im Grubengebiet, das in seiner ganzen Mächtigkeit unter Tuffit 1 liegt. Die höchsten Lager (Selvatici 2, Trevasco 4, Tagliatelli u.a.) enden etwa 6 m über Tuffit 2. Die erzhöffige Sedimentserie an der Wende Ladin/Karn umfaßt also die obersten Meter des Esinokalkes, die gesamten "Übergangsschichten" (Metallifero im alten geologischen Sinne) und die Untersten Raibler Schichten. Ihre mittlere Mächtigkeit beträgt 75 m. In den Lokalprofilen geht sie mit den Mächtigkeiten der Horizonte Hand in Hand. Man findet so als Maximalmächtigkeit in der Zona Riso 80 m, als Minimalmächtigkeit im M.Trevasco 68 m. Mit Hilfe der Tuffite gelingt es uns, in jedem Lokalprofil exakt die erzführende Mächtigkeit anzugeben. Als Faustregel gilt: Vertikaler Abstand von Tuffit 1 zu Tuffit 2 + 12 m = maximale Mächtigkeit des erzhöffigen Profils.

Innerhalb dieses erzführenden Profils zeichnen sich vier Horizonte bevorzugter Erzanreicherung ab. Der tiefste liegt in der Umgebung des Tuffit 1 mit einem Vererzungsmaximum 1 - 2 m über dem Tuffit. Von da

nimmt die Vererzungsintensität wieder ab, um ein zweites Maximum in der Nähe des Tuffit 1a mit der stärksten Vererzung 3 - 4 m über dem Tuffit zu erreichen. Darüber folgt ein Erzmaximum etwa in der Mitte der "Übergangsschichten" in Horizont C (hier ist kein Tuffit bekannt). Der höchste Horizont liegt um den Tuffit 2 mit einem Vererzungsmaximum 2 m über dem Tuffit. Das höhere Raibl mit der Umgebung des Tuffit 3 ist unvererzt. Die Sedimente zwischen den Maxima sind schwächer oder gar nicht vererzt.

Zusammenfassend verdient festgehalten zu werden: Die tiefste Vererzung setzt 10 - 12 m über den Gesteinen des Initialdurchbruchs des oberladinischen Vulkanismus ein. Innerhalb der gesamten erzführenden Serie finden sich vier bevorzugt vererzte Horizonte. Sie liegen in drei Fällen in unmittelbarer Nähe von paroxysmal geförderten Vulkaniten, im vierten Fall ist kein vulkanisches Gestein bekannt. Die Maxima dieser Vererzung liegen in allen Fällen einige Meter über den Tuffitlagen, d.h. die Zeit der intensivsten Erzabscheidung lag jeweils kurze Zeit nach der explosiven Förderung der Tuffite.

Auch im Rammelsberg (ABT, 1958) fällt die Zeit der Lagerstättenbildung mit dem Höhepunkt des örtlichen Vulkanismus zusammen. Die mächtigsten Tufflagen liegen in dem am intensivsten vererzten stratigraphischen Horizont.

2. Die Horizontalanordnung der Erzlager

Als zweites soll nun die horizontale Verteilung der verschiedenen Erzlager betrachtet werden. Dabei fällt zunächst auf, daß die Vererzungen nicht statistisch über die ganze Fläche verteilt, sondern gewissen Gesetzmäßigkeiten unterworfen zu sein scheinen. In allen Revieren sind zwar mehrere, stratigraphisch verschieden hohe Erzlager vorhanden, jedoch überlagern sich zwei solcher Lager nie. Nur in den seltensten Fällen kann man eine kleine rundliche Überlappung feststellen.

a) Tektonische Analyse des Lagerstättenraumes

Da bei der langgestreckten, geradlinigen Form der Erzlager die Vermutung eines ursächlichen Zusammenhangs mit tektonischen Elementen sehr nahe lag, mußte zuerst der tektonische Bau des Lagerstättengebietes im Großen geklärt werden.

Dazu wurden sämtliche in den Grubenkartierungen EHRENDREICHS (1960) enthaltenen tektonischen Daten (Störungen, B-Achsen, Generalstreichen) Revier für Revier gesondert ausgewertet und in sechs Sammeldiagrammen dargestellt (s. Tafel 11). Sie beinhalten 647 Störungsmessungen und 34 B-Achsen und vermitteln ein gutes Bild des Bauplans aller Lagerstättenteile mit Ausnahme vom Val Vedra, dessen komplizierte Verhältnisse HOLZNER (1961) behandelt hat.

In allen Revieren liegt generell folgender Bau vor:

Das Generalstreichen der Schichten schwenkt von N 45°E im Osten (M.Trevasco) über 65°ENE (Belloro) auf 75° - 80° (Zuccone, Costa Jels) um und dreht in Parina wieder auf 70°ENE. Das Fallen beträgt 15°-45°S, im Durchschnitt 30°S. Nur im Revier vom Riso macht sich ein abweichendes Streichen von S 125°E bemerkbar, das offenbar durch eine lokale Schollendrehung an der benachbarten Onetastörung zustande gekommen ist. B-Achsen (der NE bis ENE-Richtung) konnten nur selten und undeutlich wahrgenommen werden, da unser Gebiet den Südflügel eines ENE-WSW streichenden Großsattels darstellt, dessen Scheitel etwa in der Gegend des Hochgebirgskamms M.Secco - Pzo.Árera zu suchen ist (De SITTER, 1949).

Im Gegensatz dazu tritt eine Folge von lokalen B-Achsen sehr deutlich in Erscheinung. Sie pendelt um die N-S Richtung und ist in ihrem Streichwinkel von der Lage des Generalstreichens abhängig. Sehr auffällig ist, daß der Winkel zwischen dem Generalstreichen und diesen B-Achsen in jedem Falle 65° - 80° beträgt. Die Lage der B-Achsen macht somit die Drehung des Schichtstreichens mit. Auch das Südfallen der B-Achsen stimmt mit dem Fallen des gesamten Schichtkomplexes überein. Nach der Rückformung der Achsen um den Betrag der Schichtneigung ergibt sich eine völlig horizontale Lagerung dieser tektonischen Elemente. Damit stellt sich dieser, auf eine E - W gerichtete Einengung zurückzuführende, Bauplan als einwandfrei älter dar als die Großfaltung und Schichtverkippung.

Zu dem älteren Beanspruchungsplan steht der Großteil der beobachteten Störungen in Beziehung. Die Störungsdiagramme zeigen in allen Revieren Maxima in N - S (hOL)-Richtung (0° - 10°), die jedoch nicht genau mit der B-Achsenrichtung übereinstimmen. Weitere Maxima liegen diagonal dazu (35° - 55° und 130° - 150°) und sind als Schersysteme zu deuten. Störungen in E - W (ac)-Richtung sind spärlich. Auch Brüche, die man dem ENE - WSW streichenden Großfaltenbau als Längs- oder Querstörungen zuordnen kann, sind weniger häufig. Dies deutet darauf hin, daß es bei

den späteren, N - S gerichteten Beanspruchungen in den Mittleren Bergamasker Kalkalpen infolge präexistenter Bruchsysteme der früheren E - W Beanspruchung nicht mehr zu dem in anderen Teilen des Gebirges üblichen engen Faltenbau kommen konnte. Es entstand vielmehr nur ein verkipptes, an großen N - S Störungen zerlegtes Schollenmosaik.

Für die nähere, altersmäßige Einordnung der beschriebenen tektonischen Vorgänge sind die Arbeiten von De SITTER (1949) und seinen Schülern wichtig. Diese Autoren konnten an vielen Einzelbeispielen beweisen, daß das N - S streichende Störungssystem das älteste und tiefgreifendste alpine Bauelement in den Mittleren Bergamasker Alpen darstellt und bereits vor den N - S gerichteten Faltungs- und Überschiebungsbewegungen angelegt wurde. Als tektonisches Leitelement ist es dann bei späteren Ereignissen immer wieder zu Verstellungen benützt worden.

Die ENE - WSW streichenden Großantiklinalen (das Lagerstättengebiet ist ein Teilstück eines solchen Sattels) sind nach De SITTER (1949, S. 246 ff.) bereits präkretazisch bis kretazisch geformt. Die älteren, die Lagerstätte lokaltektonisch beherrschenden Strukturen können daher zwanglos als in Obertrias bis Jura entstanden gedeutet werden.

b) Zusammenhänge zwischen Tektonik und Lageranordnung

Im weiteren Gang der Bearbeitung wurden die Längsrichtungen aller noch befahrbaren Erzlager festgestellt (s. Tabelle S. 65) und revierweise in die tektonischen Sammeldiagramme eingetragen. Dabei fällt sofort auf, daß in jedem Revier die Lagerrichtungen mit den Störungsmaxima übereinstimmen, d.h. Störungstektonik und Linien bevorzugter Erzanreicherung fallen in ihrer Richtung zusammen. Die N - S Richtung ist als Hauptrichtung in jedem Revier vererzt. Dazu kommen in den meisten Gebieten noch Vererzungen in 35° - 55° und 130° - 150°. Die Erzlager selbst machen in allen Fällen nachträgliche Verstellungen in gleicher Weise wie die ältere B-Tektonik mit. Da die Lager aber, wie viele Beobachtungen zeigen, auch schon von dieser ältesten alpidischen Faltentektonik überprägt worden sind, ist ihr Alter eindeutig prätektonisch.

Die räumliche Anordnung der Erzlager wird vielmehr durch die oberladinisch-unterkarnische Geosynklinaltektonik bedingt. Bei ungleichförmiger Absenkung entstanden Teilbecken mit sapropelitischer Sedimentation und tiefgreifende Störungszonen (Hauptsysteme in E - W und N - S Richtung, außerdem dazu diagonal), auf denen der initiale Vulkanismus tätig wurde. Vulkanismus, Erzabscheidung und Sedimentation sind im betrachteten Zeitraum somit von der vororogenen Geosynklinaltektonik abhängig.

Entsprechende Erscheinungen hat auch TAUPITZ (1954) in Blei-Zinklagerstätten der Nordalpen beobachtet. Er beschreibt parallel verlaufende Syteme von Erzrinnen, die flach muldenförmig in die Nebengesteinsschichten eingesenkt sind und eine langgestreckte Gestalt aufweisen. Manchmal gehen diese Rinnen in tiefe Spalten über, an denen die liegenden Gesteine verworfen wurden. Nach Rückformung der aufgerichteten Schichten ergaben sich für die Längsachsen der Erzlager zwei Hauptrichtungen, nämlich N - S und E - W.

Ein weiteres Beispiel für den engen Zusammenhang zwischen der Lage der Vererzung und der synsedimentären Tektonik findet sich in der Kieslagerstätte Meggen (EHRENBERG. , PILGER, SCHRÖDER, 1954). Hier zeichnen Gefüge und Metallverteilung innerhalb des Erzlagers tektonische Linien nach, die während der (sedimentären) Lagerstättenbildung im Zuge der varistischen Orogenese betätigt wurden. Als tiefgreifende Störungen wurden sie in späteren orogenetischen Phasen wiederholt zu Verstellungen benutzt.

Den zeitlichen Ablauf aller geschilderten tektonischen Vorgänge hat man sich etwa so vorzustellen:

1. Der Untergrund der ungefähr E - W verlaufenden südalpinen Geosynklinale hatte sich an großen E - W streichenden Störungssystemen in einzelne, mehr oder weniger stark sinkende Streifen aufgegliedert. Diese E - W Störungen bildeten die bevorzugten Aufstiegswege der vulkanischen Förderprodukte. Eine solche vulkanotektonische Linie durchzog auch das Grubengebiet von Gorno (s. S. 59 und Tafel 8). Die im Zusammenhang mit dem Vulkanismus auftretenden erzhaltigen Lösungen fanden ihre frühesten Wege ebenfalls in Linien der E - W Richtung (Lager Val d'Orso 5).

2. Gegen Ende des Ladin rissen tiefgreifende Querstörungen in N - S Richtung auf. Gleichzeitig öffneten sich diagonale Schersysteme. Die aufsteigenden Erzlösungen benutzten nun diese neuen Wege und schlugen sich in der Nähe ihrer Austrittsstelle am Meeresboden gelförmig nieder.

3. Die anschließenden Faltungsphasen der alpinen Orogenese (Alt- bzw. Jungkimmerische, austrische) brachten tektonische Bewegungen, die Erzlager und Nebengestein in gleicher Weise überprägten. Da die älteste Faltung eine E - W Beanspruchung mit N - S Achsen war, kamen hierbei manche N - S gerichtete Erzlager im B zu liegen. Auch durchschnitten gleichgerichtete Störungen der Länge nach die Erzlager. Die späteren Faltungen verstellten Lager und Nebengestein nur mehr großräumig.

Die Erze wurden von diesen Vorgängen nur wenig beeinflußt. Nur selten kam es zu geringfügigen Mobilisierungen mit kurzen Transportweiten.

Eine weitere Gesetzmäßigkeit stellt die Konstanz der Längsrichtungen der Erzlager in lokal begrenzten Bereichen dar. Wir können feststellen, daß die Achsenrichtung der stratigraphisch tiefsten Vererzung bis zum Ende der Erzabscheidung auch für die benachbarten, höheren Erzlager beibehalten wird. Dabei kommt es zu keiner Überlagerung, sondern das nächst höhere Lager wird um 50 m bis (maximal) 150 m nach seitwärts verlagert. Derselbe Vorgang spielt sich beim darüber folgenden Lager unter Beibehaltung der Verlagerungsrichtung ab. Es entsteht so vom tiefsten Erzlager aus gesehen das Bild einer Treppe aus parallellaufenden Erzlagern, die meist nach einer Seite, in seltenen Fällen auch nach beiden Seiten hin ansteigt. Eine solche "Erztreppe" beinhaltet im Höchstfalle 5 Lager, meist sind es aber weniger. Schöne Beispiele dieser Anordnung zeigen M.Trevasco, Costa Jels und Zona Grem (s. Tafel 13). Im Revier von Costa Jels finden sich auch Beispiele für Überkreuzungen mehrerer Achsenrichtungen. So zeigt die Colonna Serpente das Bild einer Spinne, das aus Lagern der Richtungen 0°, 60° und 140° zusammengesetzt ist. Wenn dabei die Vererzungshöhe gleich ist, können sich die drei Erzlager zu einem vereinigen.

TAUPITZ (1954) machte ähnliche Beobachtungen an Blei-Zinklagerstätten der Nördlichen Kalkalpen und nannte Systeme parallellaufender Erzrinnen "Erzzüge". Auch die Erzlager des Rammelsberges zeigen eine staffelförmige Anordnung der stratigraphisch übereinander folgenden Erzlager, die KRAUME (1955) und ABT (1958) als paläogeographisch bedingte Wanderung mit dem sich vertiefenden und verlagernden Beckeninneren deuten. Einen weiteren Hinweis auf die Häufigkeit dieses Phänomens innernalb der Gruppe der syngenetischen Lagerstätten bringt die Arbeit von GEIS (1960). Dieser Autor konnte in den Kieslagerstätten Norwegens, die aus einer Summe gestaffelt angeordneter, langgestreckter Einzellager bestehen, zwei Typen der Anordnung unterscheiden: den "Beckentyp" und den "Flankentyp". Der "Beckentyp" kann mit unserer zweiseitigen "Erztreppe", der "Flankentyp" mit der einseitig ausgebildeten verglichen werden. Allerdings wird die Entstehung dieser staffelförmigen Anordnung von GEIS paläogeographisch in ähnlichem Sinne gedeutet, wie dies für die Erzlager des Rammelsberges angenommen wird.

Für die Lager des Distrikts von Gorno dürfte eine solche Deutung in Anbetracht der paläogeographischen Untersuchungsergebnisse (s. Kap. E) nicht zutreffend sein. Vielmehr muß hier die Paläotektonik für die Anordnung der einzelnen Lager verantwortlich gemacht werden. Auch muß beachtet werden, daß die meist kompakt vererzten Kieslager eine ungleich stärkere Erzkonzentration mit größerem Raumbedarf darstellen als die mehr flächenhaft auftretenden, nur locker und unzusammenhängend vererzten Blei-Zinklager der Grube Gorno.

III. Die geochemisch-mineralogischen Verhältnisse

Der Erzinhalt der verschiedenen Vererzungshorizonte weist in vertikaler Erstreckung weitreichende Unterschiede auf. Am augenfälligsten ist die quantitative Verschiebung von Blei und Zink in der Gesamterzmenge vom Liegenden zum Hangenden (s. Tafel 10). Sie macht sich im ganzen Lagerstättengebiet in gleicher Weise bemerkbar. Der unterste Horizont in der Umgebung des Tuffit 1 ist fast bleifrei und besteht makroskopisch nur aus Zinkerzen. Das Verhältnis Zn : Pb betrug in 109 Schlitzproben des Erzlagers Il Ponte 109 : 1, in den 46 Schlitzproben der Vererzung Zuccone 95 : 1. Gegen die höheren Horizonte hin nehmen die Bleigehalte rasch zu. In 83 Schlitzproben des dem Tuffit 1a benachbarten Lagers von M.Trevasco war das Verhältnis schon 4,9 : 1 und im höchsten Horizont um Tuffit 2 erreichte es Werte von 2,9 : 1. (aus 15 Proben der Colonna Selvatici). Es findet also in den oberen Erzhorizonten eine Anreicherung des Bleis auf Kosten des Zinks statt, da die Vererzungsintensität in allen Horizonten der erzführenden Serie im Mittel mit 4 - 7 % Metall im Roherz gleichbleibt.

Auch der Pyrit findet sich erst in den bituminösen Schiefern der Unteren Raibler Schichten stärker angereichert und tritt darin meist in Form feinkristalliner Durchstäubung auf. Die höchsten beobachteten Pyritgehalte führen die Mergel und Schiefer in der Nähe der höheren Raibler Tuffe. Hier bildet der Pyrit sogar kleine Linsen und Schnüre.

An dieser Stelle soll kurz auf die analoge Metallverteilung in der Lagerstätte Meggen hingewiesen werden. Dort findet eine relativ starke Bleianreicherung auch erst in den hangenden Partien des Lagers (sog. "Hangender Packen") auf Kosten der Zinkblende statt (EHRENBERG, PILGER, SCHRÖDER, 1954).

Zusammenfassend soll festgehalten werden, daß die verschiedene stratigraphische Höhe der Erzlager sich in den unterschiedlichen Erzparagenesen wiederspiegelt, d.h. gleiche stratigraphische Niveaus weisen einheitliche Erzparagenesen auf. Der tiefste Horizont um den Tuffit 1 ist makroskopisch rein monomineralisch aus Zinkblende aufgebaut, die mittleren um den Tuffit 1a und in den "Übergangsschichten" beinhalten neben der Zinkblende bereits erhebliche Mengen von Bleiglanz, und der höchste Horizont um den Tuffit 2 hat als Hauptmineralien Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit.

Alle weiteren Metalle kommen nur sehr selten in Form von Eigenmineralien vor. Sie finden sich vielmehr als Spurenelemente im Bleiglanz und

vor allem in der Zinkblende. Über Spurenelemente und deren Verteilung auf die verschiedenen Erzhorizonte der Grube Gorno sind z.Zt. Arbeiten im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München unter der Leitung von Prof. MAUCHER im Gange.

Interessante Ergebnisse brachte die Untersuchung der Verbreitungsgebiete der nichtmetallischen Begleitmineralien wie Quarz, Kalkspat, Flußspat und Schwerspat. Diese Mineralien ließen zwar nicht wie die Erzmineralien einen deutlichen vertikalen Wechsel im Profil erkennen, man konnte jedoch bestimmte Gebiete ausscheiden, in denen eines oder mehrere zusammen besonders stark hervortraten. Auf diese Weise lassen sich bestimmte Lagerstättenbereiche voneinander abtrennen, die durch das Auftreten besonderer "Lagerarten" gekennzeichnet sind. Quarz und Kalkspat sind in allen Grubenrevieren vorhanden. Ihre Quantität wechselt aber stark von Gebiet zu Gebiet. Baryt ist meist nur untergeordnet vorhanden und bildet nur in seltenen Fällen kleine konkordante Linsen im Kalk. Flußspat trifft man (von Spuren im Revier M.Trevasco abgesehen) nur im Revier von Dossena. Dort tritt er aber in solcher Quantität auf, daß er für den Bergbau zum Hauptförderprodukt geworden ist und die Zinkblende nur als Begleitmineral gelten läßt.

Von Ost nach West kann man an Hand der "Lagerarten" folgende Lagerstättenbereiche unterscheiden: (s. Tafel 12)

1. Revier von Monte Trevasco: kalkig-kieselig zu gleichen Teilen mit sehr geringen Mengen von Flußspat.
2. Revier von Gorno: vorwiegend kalkig mit geringer Beteiligung von Quarz und Schwerspat.
3. Revier von Val Parina: kieselig mit geringen Mengen von Kalkspat.
4. Revier von Val Vedra: kalkig und etwas kieselig.
5. Revier von Monte Ortighera: stark schwerspätig-kieselig.
6. Revier von Vaccareggio: stark kieselig mit geringen Mengen von Kalkspat, Flußspat und Schwerspat.
7. Revier von Dossena: stark fluoritisch-kieselig mit Schwerspat.
8. Revier von San Pietro d'Orzio: kieselig mit zurücktretender Beteiligung von Flußspat.
9. Revier von Cespidosio: kieselig-kalkig zu gleichen Teilen.

Wenn wir nun diese Mineralisationsbereiche wieder in das geographische Bild des Lagerstättenraumes zu Oberladinisch-Unterkarnischer Zeit einordnen, wird folgendes deutlich:

Die am nördlichsten gelegenen Reviere (M.Ortighera, Zona Grem, nördliche Teile von Zuccone und M.Trevasco) liegen auf der Schwelle und führen als "Lagerarten" neben Quarz vor allem Schwerspat. Weiter nach Süden zu schließt sich der Übergangsbereich von Schwelle zu Senke an. In ihm befinden sich die Reviere von Cespidosio, San Pietro d'Orzio, Dossena, Vaccareggio und die nördlichen Teile von Val Parina und Gorno sowie die südlichen von Zuccone und M.Trevasco. Hier wurde die Hauptmasse der Kieselsäure, in lokal eng begrenzten Bereichen auch Flußspat, abgesetzt. Die dritte Region, die Senkenzone im Süden, umfaßt die südlichen Teilbereiche der Reviere von Vedra, Parina und Gorno. Die "Lagerart" dieses Gebietes besteht neben geringen Mengen von Quarz fast nur aus Kalzit.

Kieselsäure und Flußspat sind somit in der nächsten Umgebung der vulkanischen Förderzentren abgesetzt worden, während Baryt im sauerstoffreichen Schwellenbereich und Karbonat in der tieferen Senkenregion zur Ausfällung kamen.

Diese Verhältnisse können gut mit der nichtmetallischen Mineralisation der Lagerstätten von Meggen und des Rammelberges verglichen werden. Der Kniest der Grube Rammelsberg stellt ein Äquivalent zu den Kieselschiefern des Bezirks Val Brembana dar. Auch er ist als eine lokal besonders stark auftretende, in Bezug auf die Erzlager syngenetische Verkieselung des normalen Nebengesteins aufzufassen (ABT, 1958). Die Kieselsäurezufuhr erfolgte aus ähnlichen submarinen Thermen wie die der Metallionen.

Der Anteil des Baryts an den "Lagerarten" der Lagerstätte Gorno ist gering. Nur in dem am Rande der bekannten Lagerstätte liegenden Revier von Ortighera kommt es zu einer vergleichsweise ähnlich intensiven Schwerspatanreicherung wie in Meggen und am Rammelsberg. Hier wie dort treten dabei die Erzmineralien soweit zurück, daß es zu bauwürdigen Lagern des reinen Minerals kommt.

Ein massenhaftes, bis zur Bauwürdigkeit gehendes Auftreten von Flußspat ist in den beiden Lagern der Varistischen Geosynklinale unbekannt. In den Lagerstätten im Oberen Wettersteinkalk der Nordalpen jedoch sind schichtige Einlagerungen von Flußspat in engster Verbindung mit Erzmineralien häufig anzutreffen. (SCHNEIDER, 1953; VACHE, 1960). Dieser Flußspat tritt sowohl makroskopisch in größeren Massen als auch in Gefügen mikroskopischer Größe innerhalb der Kalk-Dolomitrhythmite auf. Seine sedimentäre Bildung, die im Zusammenhang mit submarinen Exhalationen des nordalpinen Triasvulkanismus steht, ist durch Arbeiten von SCHNEIDER (1954) erwiesen.

Aus den in den vorausgegangenen Kapiteln (s. S. 31 u.a.) geschilderten

Beobachtungen geht hervor, daß eine enge räumliche Verbindung zwischen der Vererzung und der nichtmetallischen Mineralisation der Lagerstätte Gorno besteht. Diese Mineralisation ist von gleichem Alter wie die Vererzung und muß ebenfalls als gleichzeitig in Bezug auf die Sedimentation des Nebengesteins betrachtet werden. Die räumliche Verteilung der "Lagerarten" gibt uns daher wertvolle Hinweise auf die stoffliche Zusammensetzung der Lösungen, aus denen sich der Lagerstätteninhalt niedergeschlagen hat.

G. Zur Genese der Lagerstätte

1. Der Stand der Forschung und die Anschauungen bis 1958

Die Blei-Zinklagerstätte Gorno stellt ein Einzelbeispiel aus der Reihe der horizontgebundenen alpinen Blei-Zinklagerstätten in Triassedimenten dar. Die Genese dieses Lagerstättentyps galt lange Zeit als epigenetisch im Sinne der "Alpinen Metallogenese". In neuerer Zeit verfochten etwas modifiziert besonders SCHNEIDERHÖHN (1955) und W. und W.E. PETRASCHEK (1950) diese Anschauung. Auch alle Autoren, die sich bis 1958 eingehender über die Genese der Lagerstätte Gorno äußerten, schlossen sich dieser klassischen Lehrmeinung an (HOFSTEENGE,1934, De SITTER, 1949, MICHELETTI, 1953, Di COLBERTALDO, 1957). Erst in jüngster Zeit wurde dieser These durch SCHNEIDER (1953), TAUPITZ (1954) und MAUCHER (1956) widersprochen. Diese Autoren konnten bei ihren weitausgedehnten Arbeiten im Blei-Zinklagerstättenbereich der Nördlichen Kalkalpen zwingende Beweise für eine syngenetisch-sedimentäre Ablagerung der Erze zusammen mit den umgebenden Triassedimenten erbringen. Sie stimmten so mit den Anschauungen der ältesten Bearbeiter des alpinen Raums (GÜMBEL, 1861) überein. Auch in den Lombardischen Alpen vertraten die ältesten Autoren (BERTOLIO, 1897; GOTTFRIED, 1928) die syngenetische Entstehung der Vererzung.

Im Paläozoikum Mitteleuropas finden sich ebenfalls große horizontgebundene, lagerartige Erzkonzentrationen. Es sei hier an die Pyrit-Zinkblende-Lagerstätte Meggen und an die Blei-Zink-Kupferlagerstätte des Rammelberges erinnert. Auch hier gelang es den modernen Bearbeitungen (RAMDOHR, 1928, 1953, SEIFERT, NICKEL & BRUCKMANN, 1952, EHRENBERG, PILGER, SCHRÖDER 1954, KRAUME, 1955, ABT, 1958) in überzeugender Weise, die früheren Anschauungen einer epigenetischen Erzzufuhr zu widerlegen. Zwischen den beiden Lagerstättenprovinzen bestehen hinsichtlich der Genese enge verwandtschaftliche Beziehungen, auf die ich im Laufe der Arbeit immer wieder hingewiesen habe. Im Grundsätzlichen bestehen hier keine Unterschiede, so daß es gerechtfertigt erschiene, beide unter dem Namen eines Lagerstättentyps zu vereinigen. Verschieden sind freilich Stoffbestand und postgenetische Schicksale der Lagerstätten (Metamorphose, Tektonik, usw.)

2. Die genetischen Ergebnisse EHRENDREICHs

Als EHRENDREICH (1960) die Bearbeitung der Lagerstätte Gorno begann, mußte er feststellen, daß die These einer epigenetisch-metasomatischen Platznahme der Erze unter hydrothermalen Bedingungen nicht mit den beobachteten Befunden in Einklang gebracht werden konnte. Die von den Epigenetikern als Hauptargument vorgebrachten Verdrängungserscheinungen beschränkten sich auf den mm bis dm-Bereich, beherrschten jedoch keineswegs das Gesamtbild der Lagerstätte. Nur durch die Annahme einer Erzabscheidung unter den sedimentären Bedingungen des submarinen Raums konnten folgende Beobachtungen gedeutet werden:

1. Der Wechsel von Kalken, Schiefern, Tuffen und Erzen verläuft absolut schichtparallel.

2. Das Vertikalprofil innerhalb der Erzlager selbst zeigt konkordante Feinschichtung der verschiedenen Erzmineralien Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit.

3. Erz und Nebengestein wurden gemeinsam bei synsedimentären, subaquatischen Rutschungen gestaucht und gekräuselt.

4. Sulfiderze treten fast ausschließlich in schichtparallelen Vererzungen und höchst selten in diskordanten Erzkörpern auf.

5. Erzlager gleichen stratigraphischen Niveaus zeigen einheitliche Erzparagenesen.

6. Man findet geopetale Sedimentärgefüge und reliktische Gelgefüge von Erzmineralien.

7. Die Erze lagern in langgestreckten Wannen, die eine trogförmige Einsenkung in das Nebengestein erkennen lassen.

8. Vererzung und Nebengestein weisen gleiche tektonische Beanspruchung auf.

Die Herkunft der Erzlösungen und der zur Ausfällung führende Vorgang blieben vorerst noch ungeklärt. TAUPITZ (1954) glaubte an eine bakterielle Ausfällung der Erze im Gefolge des Schwefelkreislaufes. Die erforderlichen Erzlösungen sollten durch Abtragung älterer festländischer Lagerstätten nach dem Beispiel des Kupferschiefermeeres entstanden sein. SCHNEIDER (1953) und MAUCHER (1956) hingegen konnten in den Nördlichen Kalkalpen Hinweise auf einen schwachen, vorwiegend explosiv-exhalativ tätigen Triasvulkanismus (Tuffe, syngenetische Flußspat-

sedimentation u.a.) finden, die sie zur Annahme einer Erzionenzufuhr aus submarinen Thermen und Exhalationen mit anschließendem Niederschlag als Gele veranlaßten. Auch für die Lagerstätten des Varistikums wurde die Möglichkeit einer Erzkonzentration ohne Beteiligung vulkanischer Prozesse als nicht stichhaltig erkannt. Vielmehr konnten EHRENBERG, PILGER, SCHRÖDER (1954) für Meggen und KRAUME (1955) für den Rammelsberg enge Zusammenhänge zwischen der Erzkonzentration und dem varistischen initialen Vulkanismus nachweisen.

3. Genetische Folgerungen aus der eigenen Bearbeitung

Der Verfasser konnte auf der Lagerstätte Gorno die Arbeiten EHRENDREICHs ergänzende und erweiternde Beobachtungen machen:

1. Im Zeitraum der Erzsedimentation wurde der Lagerstättenuntergrund zusehends in Schwellen und Tröge aufgegliedert.

2. In zeitweise stagnierendem Flachwasser mit wechselnder Salinität bildeten sich euxinische oder karbonatische Bereiche mit reduzierendem Milieu.

3. Im Verlaufe von vororogenetischen Geosynklinalbewegungen kam es an der Wende von Ladin zu Karn zu ungleichmäßiger Hebung des Meeresbodens und zu einer verstärkt terrestrischen Beeinflussung des Lagerstättenraumes.

4. Es wurden tiefgreifende Störungssysteme angelegt, die in der Hauptsache E - W und N - S verlaufen. Daneben sind diagonale Richtungen erkennbar.

5. Die tektonischen Bewegungen führten zu einem Wiederaufleben des hauptsächlich im Unter- und Mittelladin tätigen Triasvulkanismus. Der Vulkanismus des Oberladin/Unterkarn ist explosiv-exhalativ tätig.

6. Der initiale Geosynklinalvulkanismus der Bergamasker Alpen erfährt im Laufe seiner Tätigkeit eine Verschiebung des Chemismus von schwach sauer zu intermediär.

7. Die Vererzung ist eng an die verschiedenen Explosionsphasen des Vulkanismus gebunden. Kurze Zeit nach dem Initialdurchbruch des Vulkanismus beginnt die sedimentäre Abscheidung der Erze. Das Maximum der Erzbildung wird jeweils kurz nach der Ablagerung der Tuffe erreicht.

8. Die Vererzungen folgen in inrer Lage vulkanotektonischen Linien, die während ihrer sedimentären Abscheidung den Geosynklinalraum gliederten. Erstangelegte Richtungen werden bis zum Ende der Lagerstättenbildung beibehalten.

Hiermit konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß die Herkunft der Erzlösungen in submarinen Thermen und Exhalationen des schwach sauren bis intermediären Triasvulkanismus zu suchen ist. Dieser förderte größere Mengen von Kieselsäure, Kohlensäure, Schwefelsäure, Flußsäure und Schwefelwasserstoff. Die Zufuhr der Erzlösungen muß in verschiedenen Phasen erfolgt sein, deren Paragenesen eine Verschiebung des Chemismus und vielleicht auch eine Abkühlung der fördernden Thermen erkennen lassen. Die mit dem Initialdurchbruch im Niveau des "calcare rosso" zusammenhängenden Exhalationen waren reich an Fe_2O_3, das sich in Form von Roteisen niederschlug. Die erste Hauptvererzungsphase brachte Zinkblende und eine entsprechende Verquarzung. Die weiteren Phasen ergaben eine Abnahme der Zinkblende und eine Zunahme von Bleiglanz. Das Eisen wurde in sulfidischer Form als Pyrit gefällt. In allen Phasen fand eine quantitativ stark wechselnde Förderung von Fluor- und Bariumionen statt. Die Lagerstättenbildung klang aus mit dem Erscheinen geringer Mengen von Pyrit und Kupferkies.

Der Gas- und Lösungsaufstieg erfolgte längs frühorogener Störungssysteme. In der Nähe dieser spaltenförmigen Austrittsstellen schlugen sich dann zunächst gelförmige Sulfide nieder. Da keine Beobachtungen für eine erosionsbedingte, präexistente Anlage von Rinnen oder Trögen vorliegen, nimmt EHRENDREICH (1960) an, daß das Erz infolge seiner Eigenschwere in den unterlagernden Kalkschlamm eingesunken ist und sich so die trogartige Ablagerungsform selbst geschaffen hat. Diese Deutung würde gut mit den unter F.I. beschriebenen Erscheinungen übereinstimmen. Im mikroskopischen Bereich konnte EHRENDREICH (1960) ein solches Eintauchen der Erzmineralien in das umgebende Sedimentmaterial vielfach beobachten.

Eine Ausfällung der Erzmineralien ausschließlich durch den biogen-bakteriellen Schwefelkreislauf ist für die Lagerstätte Gorno abzulehnen. Die darauf hinweisenden "vererzten Bakterien" wurden hier nur sehr selten angetroffen. Immerhin ist anzunehmen, daß die zeitweilige Stagnation des Meerwassers und sein meist reduzierendes Milieu eine Erzkonzentration auf engen Raum begünstigt haben. Die häufig zu beobachtende Anreicherung von Pyritkörnern in bitumenreichen Gesteins-

partien spricht hierfür.

4. Allgemeine Gedanken zur Genese der alpinen Blei-Zinklagerstätten

Zum Abschluß sollen noch zwei Gedanken allgemeiner Art erörtert werden, die sich bei der vergleichenden Betrachtung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten ergeben.

Der eine betrifft den Zusammenhang zwischen dem Chemismus des lösungsreichen Ausgangsmagmas und der exhalativ-sedimentär daraus abgeschiedenen Erzmenge. Man macht nämlich die Erfahrung, daß es im kalkalpinen Raum nur dort zur Erzanreicherung in größerem Ausmaß kam, wo intermediäre bis sauere Restschmelzen des initialen Vulkanismus in die Triasgeosynklinale aufdrangen. Dies trifft sowohl für die Südalpen (Gorno, Raibl, Bleiberg) wie für die Nordalpen zu. Für alle diese Lagerstätten konnten jetzt benachbarte Vulkanite genannten Chemismus gefunden werden (für Raibl vgl. Di COLBERTALDO, 1948, für Bleiberg vgl. PILGER und SCHÖNENBERG, 1958, für die Nordalpen vgl. VIDAL, 1953). Im Gegensatz dazu kam es in den Südtiroler Dolomiten, in welchen der Triasvulkanismus bedeutend basischere Gesteine förderte, zu keiner einzigen nennenswerten Erzanreicherung (vgl. KLEBELSBERG, 1935).

Der zweite Gedanke beinhaltet die Tatsache der engen zeitlichen und räumlichen Bindung der Erzanreicherung an die synsedimentäre Geosynklinaltektonik. Dieses enge Verhältnis wird einleuchtend, wenn man bedenkt, daß ja diese Tektonik erst den Aufstieg der magmatischen Produkte ermöglicht hat, die zu einer sedimentären Erzabscheidung führten. Es sind daher die Erzlösungen bevorzugt an vulkanotektonischen Störungslinien aufgestiegen, die E - W und N - S strichen und bei der streifen- und schollenweisen Absenkung der E - W verlaufenden alpinen Geosynklinale entstanden waren. Diese beiden Richtungen bevorzugter Erzanreicherung finden wir in allen alpinen Blei-Zinklagerstätten wieder (für Raibl vgl. Di COLBERTALDO, 1948, für Nordtirol vgl. TAUPITZ, 1954).

Wenn man dies bedenkt, dürfte klar werden, warum alle bedeutenden Blei-Zinklagerstätten der Kalkalpen (von denen im mittleren Anis abgesehen) gerade in Gesteinen der Wende Ladin/Karn auftreten. Hier fanden im gesamten Ostalpenraum die stärksten tektonischen Bewegungen der gesamten triassischen Geosynklinalzeit statt! Die Bedeutung die-

ser Bewegungen haben viele alpine Forscher bereits hervorgehoben. Sie deswegen als orogene Phase zu bezeichnen, wie dies EHRENBERG, PILGER, SCHRÖDER (1954) für die varistische Orogenese im Zusammenhang mit der Entstehung des Meggener Erzlagers getan haben ("Meggener Phase"), dürfte jedoch nicht notwendig sein.

Ein räumlicher Zusammenhang zwischen Erzbildung und Tektonik wird ebenfalls deutlich. Es ist interessant, daß die Blei-Zinkvererzungen gerade hier fixiert worden sind, die älteren, stratigraphisch tieferen, horizontgebundenen, schichtigen Eisenspatvererzungen ((im Servino (Skyth) der Bergamasker Alpen vgl. GILLIERON (1959), im Anis der Nordalpen vgl. TAUPITZ (1954)) aber wesentlich näher gegen die Zentralalpen zu liegen. Man könnte dies damit erklären, daß, wie sich in Gorno erwiesen hat, die erzhaltigen Lösungen bevorzugt an dem tektonisch labilen Bereich zwischen den randlichen Schwellengebieten und der geosynklinalen Trogtiefe aufgestiegen sind. (Auch ABT (1958) beschreibt die Lagerstätte des Rammelsberges als am Übergang von einer Schwelle zu einer Senke liegend) Da die geosynklinale Trogachse im Laufe der Trias ständig vom zentralalpinen Bereich weg gewandert ist (vgl. Kap.E für die Bergamasker Alpen), lag dieser Übergangsbereich in skythischer und anisischer Zeit wesentlich näher an den Zentralalpen. Weitere paläotektonische Forschungen könnten vielleicht die unzweifelhaft beobachtbare zonare Anordnung der verschiedenen kalkalpinen Paragenesen plausibler erklären als die Theorie der unitaristischen, tertiären "Alpinen Metallogenese".

H. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die erzführenden Schichten der Lagerstätte Gorno (Mittlere Bergamasker Alpen) liegen im Grenzbereich der ladinischen und karnischen Stufe der südalpinen Trias. Sie konnten über 20 km Ost-Westausdehnung in Lokalprofilen erfaßt und durch Anwendung sedimentpetrographischer, mineralogischer und geochemischer Methoden feinstratigraphisch gegliedert werden.

Im Lagerstättenbereich beobachtet man einen allmählichen faziellen Übergang vom rein karbonatischen Esinokalk (Ladin) zu den gemischt pelitisch-psamitisch-karbonatischen Raibler Schichten (Karn). Der Übergang vollzieht sich in dem rund 50 m mächtigen Komplex der sog. "Übergangsschichten", der als karbonatischer Sapropelit mit wechselnder Beteiligung terrigener Komponenten in einer zeitweise stagnierenden Flachsee zur Ablagerung kam. Die genaue stratigraphische Stellung der "Übergangsschichten" muß wegen Fossilmangels ungeklärt bleiben. Es deuten jedoch Anzeichen darauf hin, daß die Ladin/Karngrenze quer durch diese Schichtenfolge hindurch geht. In genannter Zeit gliederte sich das Lagerstättengebiet in einen im Norden gelegenen Schwellenbereich und in eine südliche Beckenregion, die durch einen Abhang mit unruniger Sedimentation miteinander in Verbindung standen.

Im Gefolge von tektonischen Bewegungen im Geosynklinalraum der heutigen Bergamasker Alpen kam es zu ausgedehnter vulkanischer Tätigkeit eines hochaktiven Magmas von schwach saurem bis intermediärem Chemismus. Im Lagerstättengebiet findet man Tuffite und Eruptivbrekzien nur in dem eng begrenzten Bereich des Obersten Esinokalkes, der "Übergangsschichten" und der Untersten Raibler Schichten.

Innerhalb desselben Schichtpaketes liegt die Vererzung in Form vieler kleinerer, schichtkonkordanter, langgestreckter Lager mit deutlichen Anzeichen einer sedimentären Ablagerung vor. Die Erzabscheidung ist eng an den Triasvulkanismus gebunden und beginnt kurze Zeit nach dessen Initialdurchbruch.

Die Erzlager folgen in ihrer horizontalen Anordnung vulkanotektonischen Linien der mitteltriassischen Geosynklinale. Erstangelegte Richtungen werden in lokalen Bereichen bis zum Ende der Lagerstättenbildung beibehalten. Innerhalb der rund 75 m mächtigen erzführenden Serie finden sich vier Horizonte bevorzugter Erzabscheidung, die in drei

Fällen in unmittelbarer Nähe von paroxysmal geförderten Vulkaniten liegen. Die stratigraphisch verschieden hoch liegenden Erzlager folgen jedoch nicht vertikal übereinander, sondern sind in charakteristischer Weise staffelförmig nach seitwärts versetzt, so daß sich das Bild einer mehrstufigen "Erztreppe" ergibt.

Die Lagerstätte Gorno ist somit genetisch als exhalativ-sedimentär zu bezeichnen und in die Reihe der alpinen Blei-Zinklagerstätten in Triassedimenten einzuordnen. Bei diesem Lagerstättentyp wird eine enge zeitliche und räumliche Bindung der Erzabscheidung an die Tektonik des geosynklinalen Raumes und den damit ursächlich zusammenhängenden Vulkanismus deutlich.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

ABT, W.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik. Z.deutsch.geol.Ges. 110, Stuttgart 1958.

BERTOLIO, L.S.: Revista del servizio minerario. Roma 1897.

CLAR, F.: Über die Blei-Zinklagerstätte St.Veit. Jb.geol.B.A. Wien 1929.

CLOOS, H.: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Geol.Rundschau 32, Stuttgart 1942.

COLBERTALDO, di D.: Il giacimento piombo zincifero di Raibl. C.R. 18 Geol.Congr., London 1948.

Corso di giacimenti minerarí Vol.I part. generale e giacimenti di Pb-Zn-Ag., Padova 1957.

CROMMELIN, R.D.: La Geologie de la Valsassina et la region adjacente au Nord. Leidensche Geologische Middelingen 4 1932.

DEECKE, W.: Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten. N.Jb.f.Min.Beil.B. 3, Stuttgart 1885.

DESIO, A. & Venzo, S.: Carta geologica foglio 33, Bergamo 1954.

DORSMAN, L.: De Geologie van het Val Dezzo en de Pizzo Camino, tem NW van het Val Camonica en de ontwickkeling van de Valsecca in de Bergamasker Alpen. Diss. Leiden 1940.

EHRENBERG, H., PILGER, A., SCHRÖDER, F.: Das Schwefelkies - Zinkblende - Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). Beih.geol.Jb.Monographie 7, Hannover 1954.

EHRENDREICH, H.: Bericht über die geologisch-lagerstättenkundlich - bergtechnischen Untersuchungen, ausgeführt im Rahmen des Vertrages über technische Beratung durch die Metallgesellschaft A.G. Frankfurt. B. 1, H.L.Direktion Gorno. Frankfurt 1960 (Manuskript).

ERDMAN, D.A.: De Geologie van de westhelling van het Val Camonica tusschen het dal van Borno en het Val Clegna. Diss. Leiden 1941. (Manuskript)

GEIS, H.P.: Frühorogene Sulfidlagerstätten. Geol.Rdschau, 50, Stuttgart 1960.

GILLIERON, F.: Sulla geologia dei giacimenti di siderite delle Valli Lombarde. Ind.Min. Roma 1959.

GOTTFRIED, C.: Die Mineralien der Adamellogruppe. Referat in Verh.geol B.A. Wien 1928.

GRANIGG & KORITSCHONER.: Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mieß in Kärnten. Jb.f.prakt.Geologie 22, Berlin 1914.

GÜMBEL, C.W.: Geogenostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. Gotha 1861.

Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen. Sitz.Ber.Bayr.Akad.Wiss. 2, München 1880.

HOFSTEENGE, G.L.: La Geologie de la Vallee du Brembo et ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Leidensche Geologische Middelingen 4 1931.

Mineragraphisch onderzoek der loodzinkertsen nit de bergamasker Alpen. Leidensche Geologische Middelingen 6 1934.

HOLZNER, M.: Zur Geologie des Gebietes um Val Vedra (Bergamasker Alpen). Dipl.Arb.München 1961 (Manuskript).

HUMMEL, K.: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. N.Jb.f.Min.etc.Beil.Abt.B. Stuttgart 1932.

KLEBELSBERG, R., v.: Geologie von Tirol, Berlin 1935.

KRAUME, E.: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Beih.geol.Jb.Monographie 18, Hannover 1955.

KROL, G.L.: De Esino - Raiblergrens in de Bergamasker Alpen. Leidensche Geologische Middelingen 13, 1943.

LINCK, G.: Tutenmergel und Nagelkalk. Chemie der Erde 4, Jena 1931.

Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. Chemie der Erde 11, Jena 1938.

MAASKANT, A.: De geologie van het gebied tusschen het Val Seriana en de Mte.Guglielmo. Diss.Leiden 1941 (Manuskript).

MAUCHER, A.: Primär-sedimentäre Erzstrukturen in den alpinen Blei-Zinklagerstätten und die Bedeutung für deren Genese. Erzmetall 9, H.6, Stuttgart 1956.

MICHELETTI, J.: Breve studio geo-mineralogico sui giacimenti del metallifero sub-raibliano bergamasco. Ind.Min. Roma Nov.1953.

NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten Bd.II, Basel 1952.

PARODI, A.: Notize geol.delle regioni fra Val Canale e Valle del Riso. Boll.d.soc.geol.it.Vol. 55, Roma 1936.

PETRASCHEK, W. & W.E.: Lagerstättenlehre. Wien 1950.

PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). Z.deutsch.geol.Ges. 110, Stuttgart 1958.

PORRO, C.: Alpi Bergamasche, carta geologica,relivata dal 1895 - 1901 con sezioni geologische e "Note illustrate". Milano 1903.

RAMDOHR, P.: Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges. N.Jb.f.Min. Beil.Bd. 57 Abt.A.Stuttgart 1928.

Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. Geol.Jb.Bd. 67, Hannover 1953.

RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit, Stuttgart 1960.

RUCHIN, L.B.: Grundzüge der Lithologie, Berlin 1958.

SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min.u.petr.Mitt. 48, Wien 1936.

SCHNEIDER, H.J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen östlich der Loisach. Diss. München 1953 (Manuskript).

Neue Ergebnisse zu Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zinklagerstätten der nördlichen Kalkalpen. Der Karinthin 25, Klagenfurt 1953.

Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. Abh.bay.Akad.Wiss.N.F.H. 66, München 1954.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen. Stuttgart 1955

SCHWARZACHER, W.: Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. Verh.geol.B.A.H. 10/12, Wien 1949.

SEIFERT, N. NICKEL, E & BRUCKMANN, E.: Studien am Neuen Lager der Kieslagerstätte von Meggen. Opusc.Min. et Geol.Kettwig/Ruhr 1952.

SITTER, de L.U. & SITTER-KOOMANS, de C.M.: The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy, with maps and sections. Leidensche Geologische Middelingen 14 Teil B 1949.

STOPPANI, A.: Les petrifications d'Esino. Milan 1860-65.

SWOLFS, H.C.H.: Verslag bij de geologische kaart van de bergkam Mt.Secco - Pzo.Arera en van het stroomgebied van de Torrente Riso. (Val Seriana).
Leidensche Geologische Middelingen 10 1938.

De Geologie van het westlejke deel van de Presolana - groep.
Leidensche Geologische Middelingen 10 1938

TAUPITZ, K.C.: Die Blei- Zink- und Schwefellagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach.
Diss. Clausthal 1954.

Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus "Bleiberg".
Erzmetall H.8 August 1954, Stuttgart.

TRÜMPY, E.: Beitrag zur Geologie der Grignagruppe.
Eclog.geol.helv. Vol. 23, Zürich 1930.

VACHE`, R.: Geologie und Lagerstätten des mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach.
Dipl.Arb. München 1960 (Manuskript).

VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des Nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes.
Geologica Bavarica 17, München 1953.

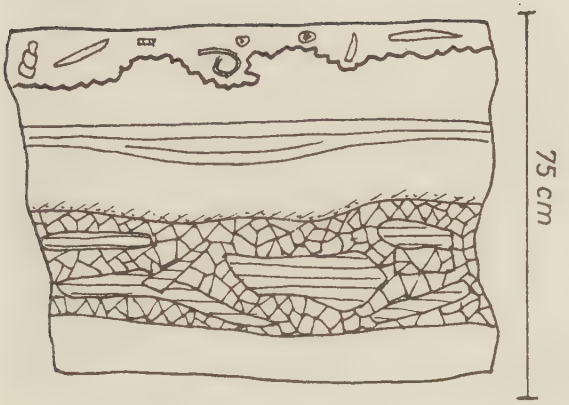


Fig. 1

Val d' Orso. Bank des Oberen Esinokalkes. Unten helles Band von grobkristallinem Kalzit, in dem Schollen feingeschichteten Kalkes schwimmen. Die obere Partie besteht aus massigem und feinschichtigem Kalk mit Fossilschutt. Die nach oben fortschreitende Suturlinie vernichtet die Schalenstruktur.

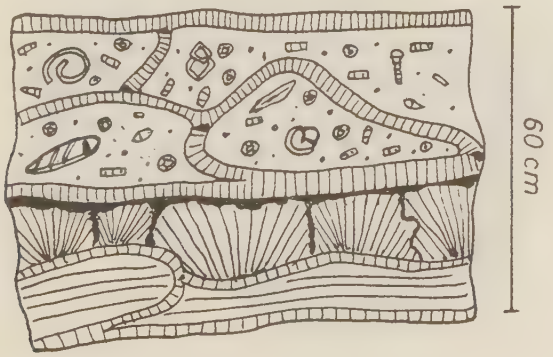


Fig. 2

Val d' Orso. Bank des Oberen Esinokalkes. Auf feinschichtigem Kalk sind radialstrahlig Kalzitkristalle aufgewachsen (Tutenstruktur). Darüber liegt Fossilschutt von Faserkalzitrasen durchzogen.

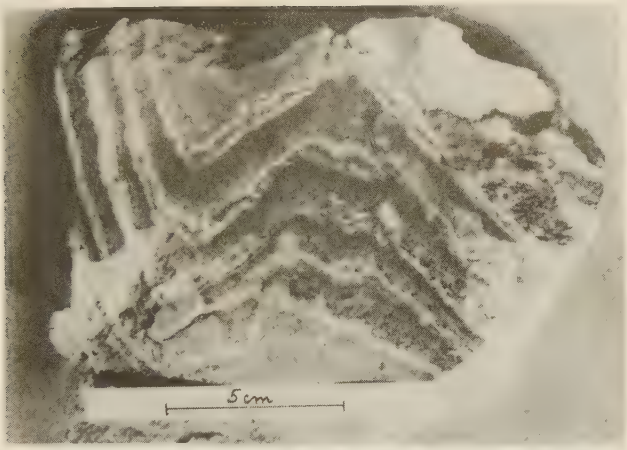


Fig.
Halde "La Maddalena". Großanschliff. Syngenetisch durch submarine Rutschungen gefalteter und gestauchter "Erzquarzit". Das Gestein besteht aus rhythmischen Wechsellagen heller, sehr quarzreicher und dunkler, bituminöser Karbonatlagen. Im s der Feinschichten liegen eingestreut kleine Zinkblendekörnchen.

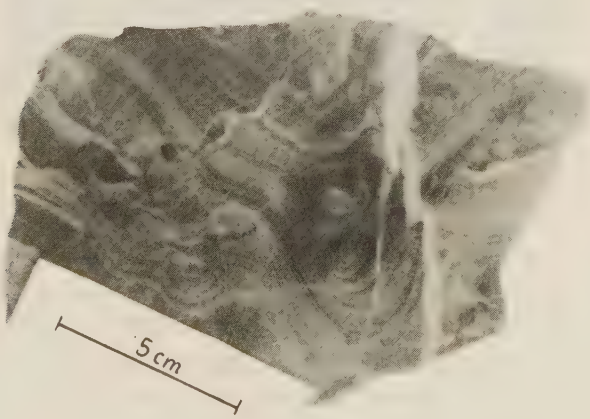


Fig. 2
Val d'Orso, Großanschliff. Feingeschichteter "calcare rosso", synsedimentär verfaltet und verknetet. Unruhige Sedimentation

Fig. 1

Steinbruch an der Ponte delle Seghe. Großhandstück aus dem Brekzienniveau im "calcare rosso". Das Stück zeigt eine lagige Sedimentation von karbonatischem und tuffitisch-brekziösem Material. Die beiden dunkleren Lagen (etwa in der Bildmitte und ganz unten) bestehen aus feinkörnigem Kalk. Bemerkenswert ist die fließende untere und die scharfe obere Begrenzung der mittleren Kalkbank (Orientierungsmöglichkeit). Die restlichen Teile des Stückes werden von mehr oder minder brekziösen Lagen eingenommen. An grobklastischen Komponenten überwiegen die schwarzen Kalke der anisischen Stufe. Die spärlicheren hellen Bestandteile sind bunte oolithische Kalke des unmittelbar liegenden "calcare rosso". Das hellgraue bis hellgrüne Bindemittel ist ein inniges Gemenge von karbonatischen und tuffogenen Bestandteilen.

Fig. 1

Ric. Pian Bracca Nord (Val Vedra), Stoßaufnahme. Mit Zerrüttungsbrekzie erfüllter Tuffgang in "calcare rosso". Die ursprüngliche Schichtung blieb beim aktiven Eindringen des vulkanischen Materials (rote Tuffmatrix) erhalten. Es fand keine explosive Ausräumung statt! Kein Diatrem!

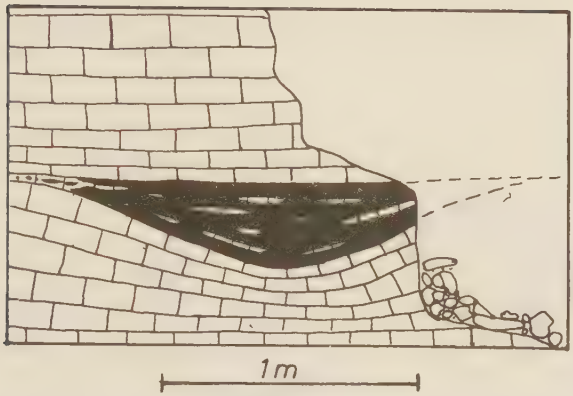


Fig. 1

Mt. Trevasco, liv. intermedio 922. Stoßaufnahme nach EHRENDREICH 1960 Schüsselförmige Einbettung einer Zinkblendelage in verbogenem und zerbrochenem kalkigem Nebengestein.

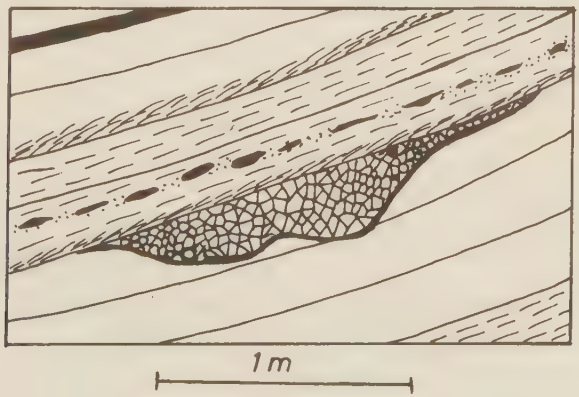
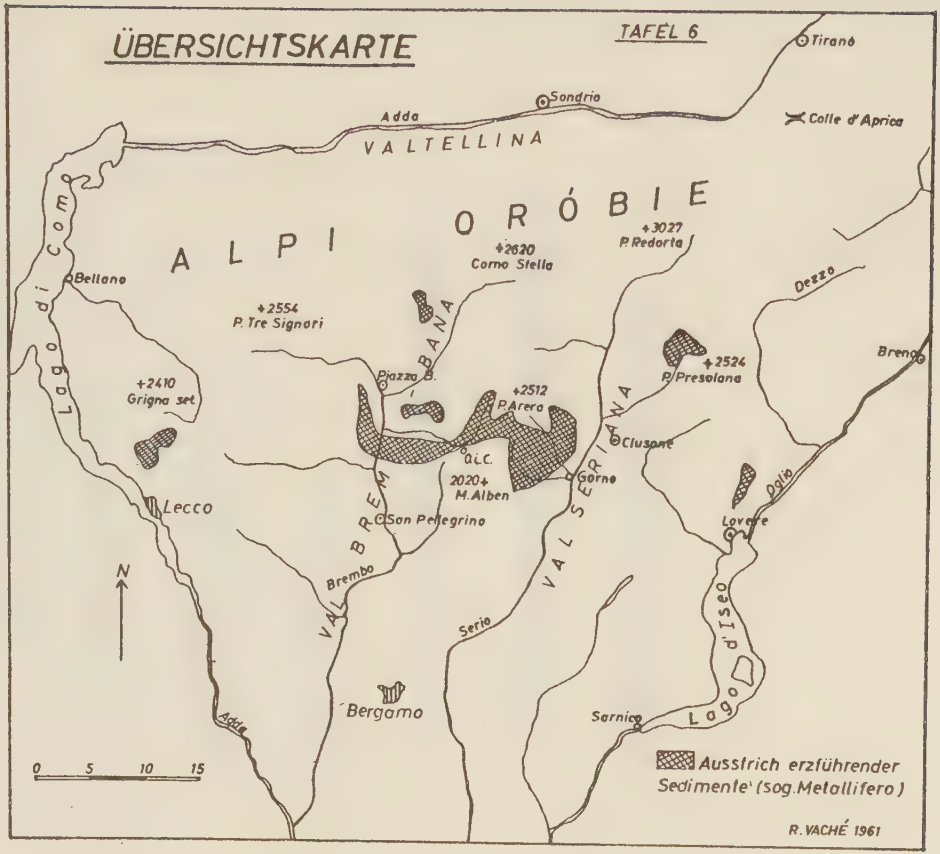
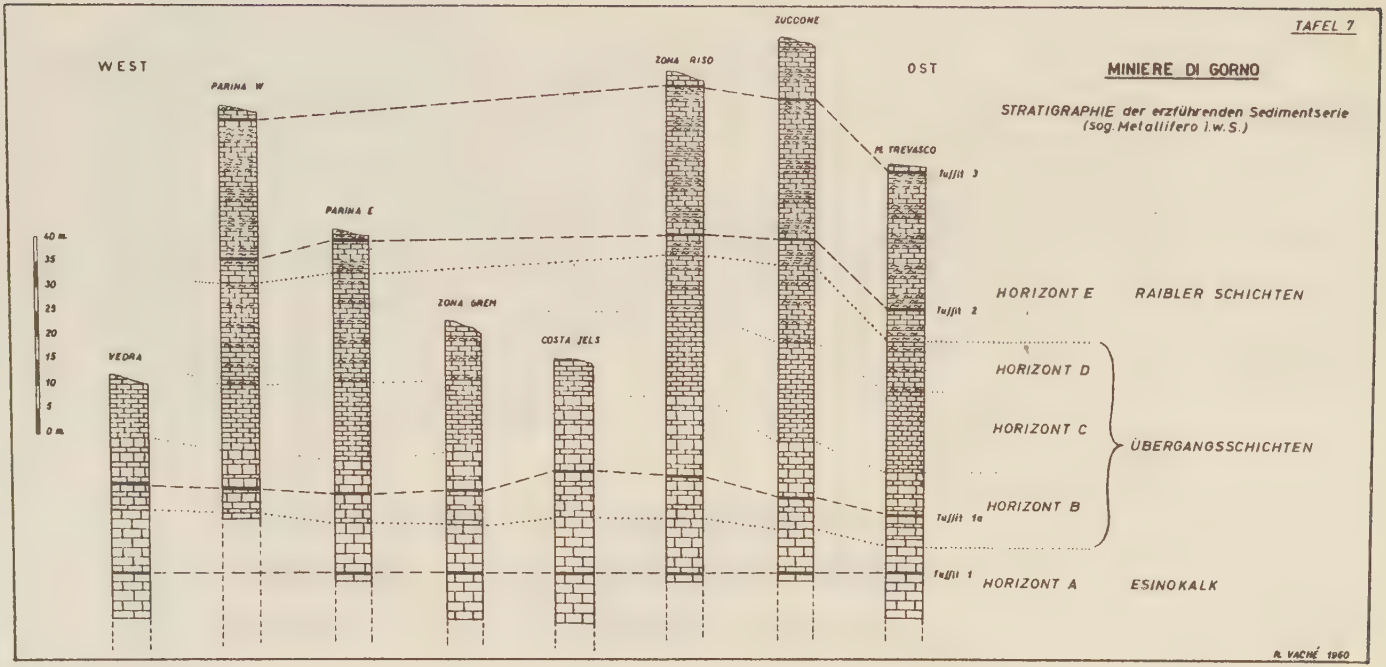


Fig. 2

Rib. Plassa (Val Parina), Stoßaufnahme. Sedimentäre Rinne im Obersten Esinokalk mit bituminösem Bodenbelag und grobkörniger Kalkspatfüllung. Darüber eine Bank roter Kalke mit konkordant gelagerten Pyritlinsen.


ÜBERSICHTSKARTE
TAFEL 6
Tirano
Sondrio
Adda
VALTELLINA
Colle d'Aprica
ALPI ORÓBIE
Lago di Como
Bellano
+3027
P. Redorta
+2620
Corno Stella
+2554
P. Tre Signori
Piazza B.
BANA
Dezzo
Breno
+2524
P. Presolana
+2410
Grigna set.
+2512
P. Arera
A.I.C.
2020+
M. Alben
Clusone
Gorno
VAL SERIANA
Lecco
VAL BREMBANA
S. Pellegrino
Brembo
Serio
Lovere
Oglio
Lago d'Iseo
N
Bergamo
Adda
Sarnico
0 5 10 15
Ausstrich erzführender Sedimente (sog. Metallifero)
R. VACHÉ 1961

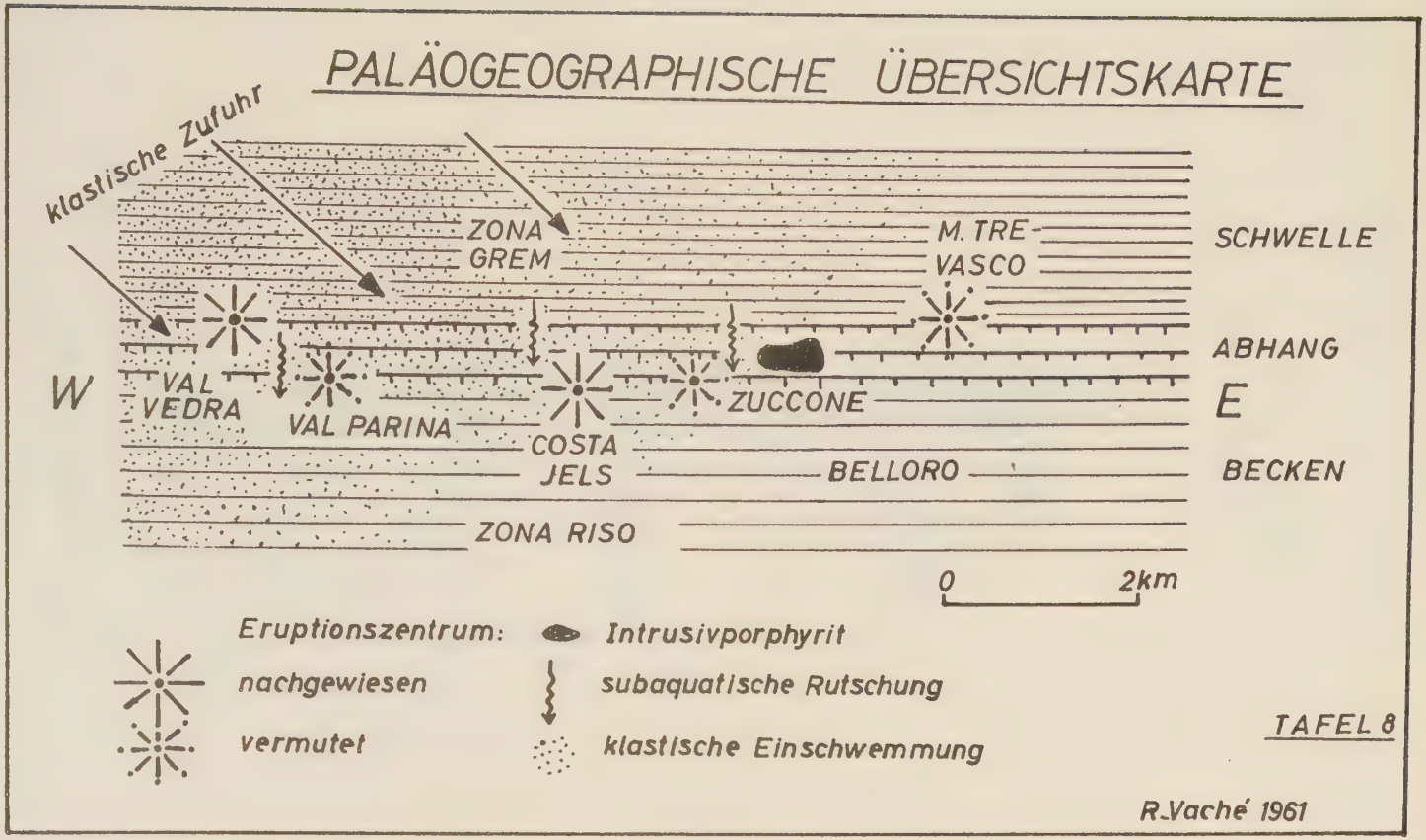
TAFEL 7



MINIERE DI GORNO

STRATIGRAPHIE der erzführenden Sedimentserie
(Sog. Metallifero i.w.S.)

R. VACHÉ 1960


PALÄOGEOGRAPHISCHE ÜBERSICHTSKARTE
klastische Zufuhr
ZONA GREM
M. TRE VASCO
SCHWELLE
ABHANG
W
VAL VEDRA
VAL PARINA
COSTA JELS
ZUCCONE
E
BELLORO
BECKEN
ZONA RISO
0
2km
Eruptionszentrum:
nachgewiesen
vermutet
Intrusivporphyrit
subaquatische Rutschung
klastische Einschwemmung
TAFEL 8
R. Vaché 1961

TAFEL 9

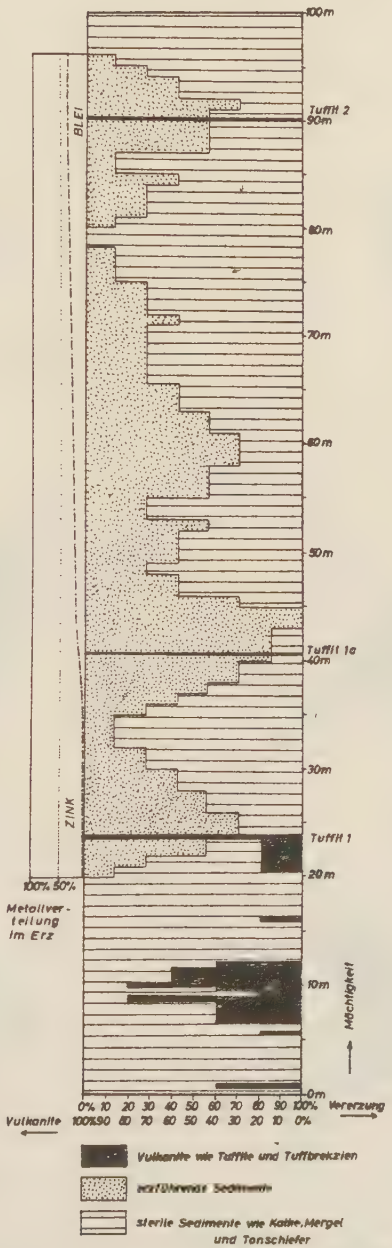
PROFIL durch das ERZLAGER BADOGLIO

um Tuffit 1 in Horizont A

R. Vaché 1961

TAFEL 10

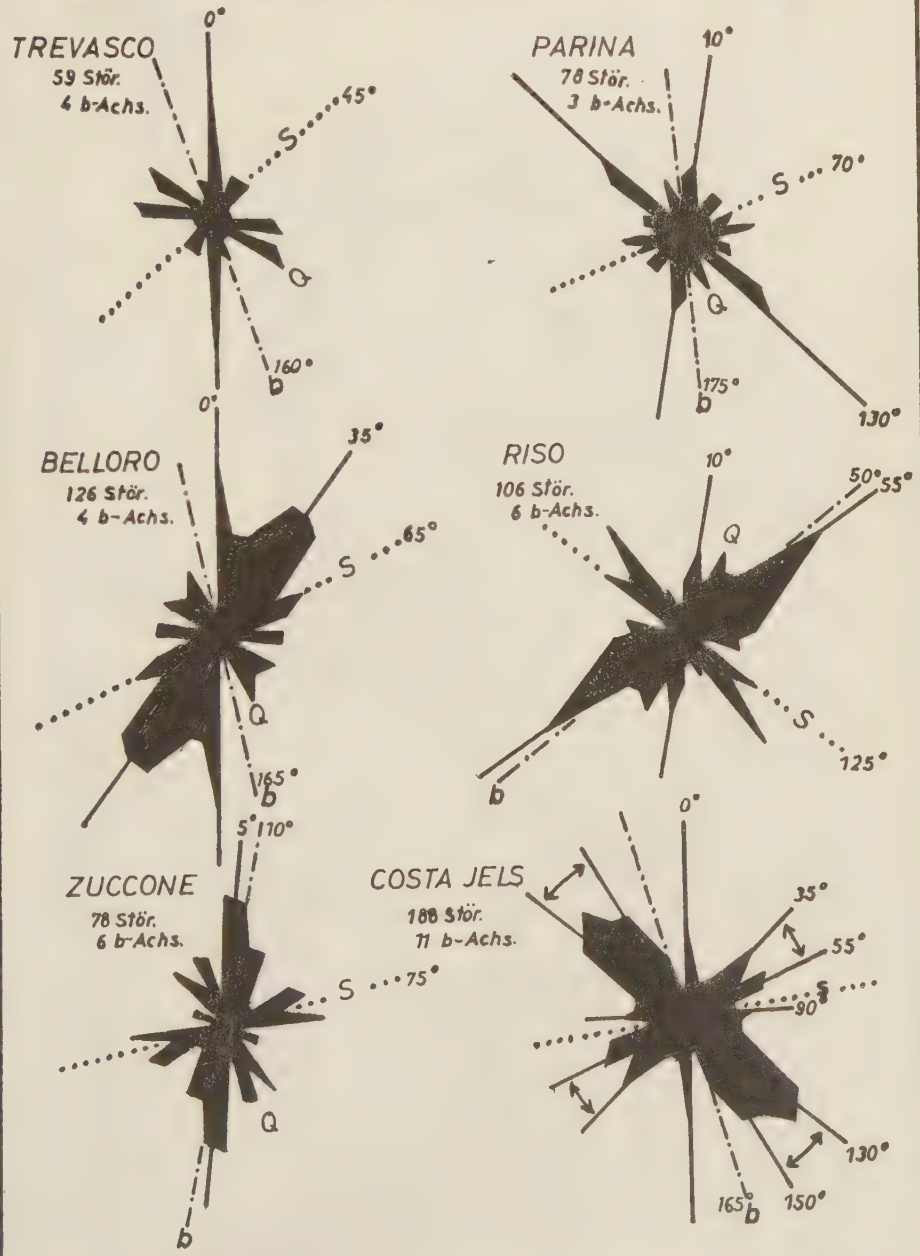
NORMALPROFIL der VERERZUNG

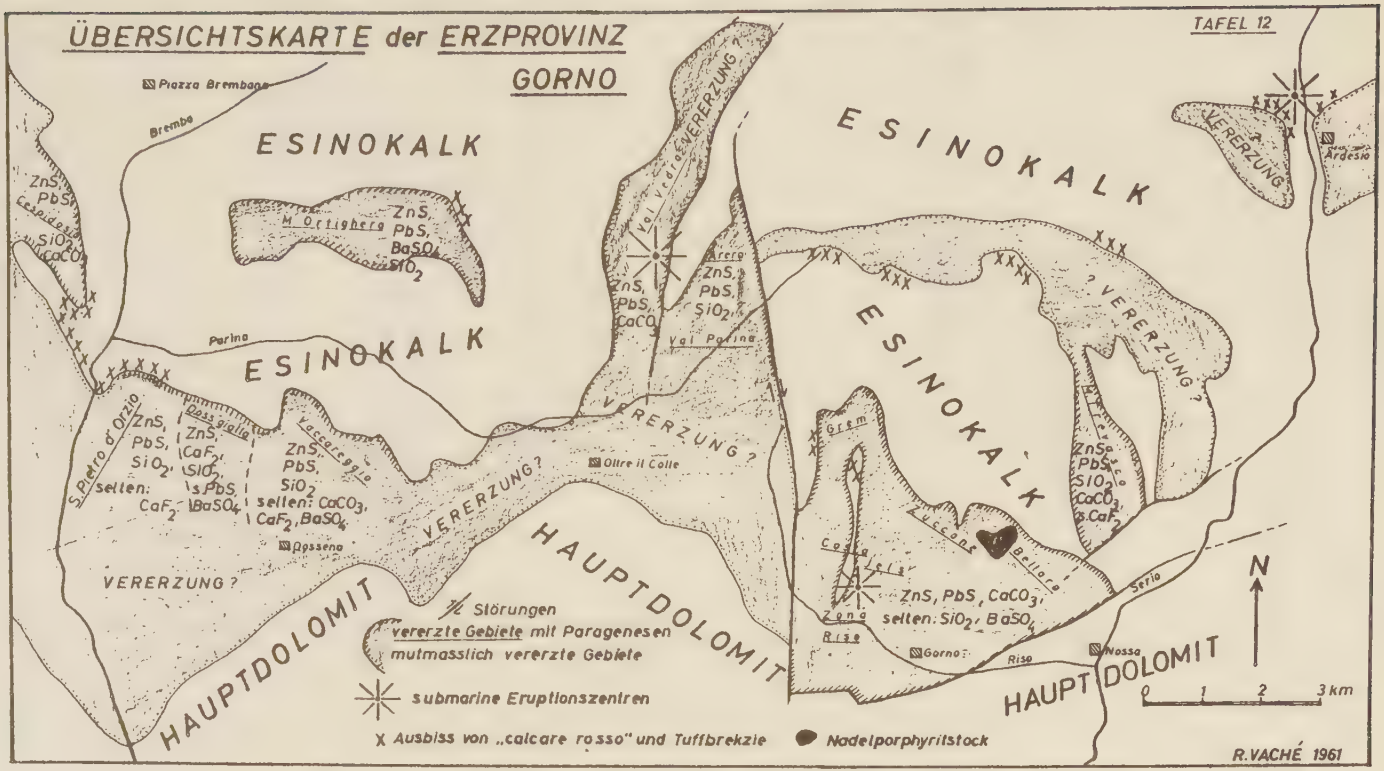


ERZLAGER und tektonischer BAU

TAFEL 11

Rosen = Störungsdiagramme, ——— = Längsrichtungen der Erzlager, ····· = Generalstreichen, —·—·— = lokale B-Achsen




ÜBERSICHTSKARTE der ERZPROVINZ GORNO
TAFEL 12
Piazza Brembana
Brembo
ESINOKALK
ZnS, PbS, Cerussit, SiO2, CaCO3
M. Ortighera
ZnS, PbS, BaSO4, SiO2
Val Varrone
VERERZUNG ?
Arera
ZnS, PbS, CaCO3
ZnS, PbS, SiO2, ?
Val Parina
Parina
ESINOKALK
VERERZUNG ?
ESINOKALK
VERERZUNG
Ardesio
? VERERZUNG ?
S. Pietro d'Orzio
ZnS, PbS, SiO2, selten: CaF2
Passaglia
ZnS, CaF2, SiO2, selten: PbS, BaSO4
Vaccareggio
ZnS, PbS, SiO2, selten: CaCO3, CaF2, BaSO4
Oltre il Colle
Gresm
Arera
ZnSe, PbS, SiO2, CaCO3, CaF2
Passeno
VERERZUNG ?
VERERZUNG ?
Vulcano
Cornello
Zona Riso
ZnS, PbS, CaCO3, selten: SiO2, BaSO4
Gorno
Riso
Nossa
Serio
HAUPTDOLOMIT
HAUPTDOLOMIT
HAUPTDOLOMIT
N
0 1 2 3 km
Störungen
vererzte Gebiete mit Paragenesen
mutmasslich vererzte Gebiete
submarine Eruptionszentren
X Ausbiss von „calcare rosso" und Tuffbrekzie
Nadelporphyritstock
R.VACHÉ 1961

Lebenslauf

Am 2.7.1935 wurde ich in München als Sohn des Notars Dr. Julius Vaché und seiner Ehefrau Liselotte, Tochter des Landgerichtsrats Carl Baer, geboren. Von 1941 bis 1945 besuchte ich die Volksschule, zuerst in München, nach unserer Evakuierung in Landshut/Bay. Dort trat ich im Mai 1946 in das Humanistische Gymnasium ein, an dem ich im Juli 1954 mit Erfolg das Abitur bestand.

Im Wintersemester 1954/55 schrieb ich mich an der Universität München als ordentlicher Studierender der Naturwissenschaften, Fachrichtung Geologie ein. Einige Semester lang besuchte ich auch als Gasthörer Vorlesungen und Übungen an der Technischen Hochschule München. Im Mai 1957 legte ich die Diplomvorprüfung für Geologen ab, im März 1960 folgte die Diplomhauptprüfung. Das Thema der Diplomarbeit, die ich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie fertigte, lautete: "Geologie und Lagerstätten des Mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach." Seit April 1960 war ich im Rahmen eines Beratungsvertrages in der Grube Gorno der A.M.M.I. spa. (Italien) geologisch tätig.

Meine akademischen Lehrer an der Universität waren die Herrn Professoren: G. ANGENHEISTER, R. DEHM, H. FEHN, G. FISCHER, K.v. FRISCH, W. GERLACH, R. HUISGEN, E. KRAUS, H. LOUIS, K. MÄGDEFRAU, A. MAUCHER, G. MENZER, F. NEUMAIER, E. PREUSS, I. SCHAEFER, E. WIBERG und die Herrn Priv. Dozenten H. HAGN, H.J. SCHNEIDER und W. ZEIL, an der Technischen Hochschule die Herrn Professoren R. GISTL, W. HOFMANN und P. SCHMIDT-THOME.